



Formation et Développement des Lacs de Titan : Interprétation Géomorphologique d'Ontario Lacus et Analogues Terrestres

Thomas Cornet

► To cite this version:

Thomas Cornet. Formation et Développement des Lacs de Titan : Interprétation Géomorphologique d'Ontario Lacus et Analogues Terrestres. Planétologie. Ecole Centrale de Nantes (ECN), 2012. Français. NNT : 498 - 254 . tel-00807255v2

HAL Id: tel-00807255

<https://theses.hal.science/tel-00807255v2>

Submitted on 28 Nov 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Ecole Centrale de Nantes

ÉCOLE DOCTORALE

SCIENCES POUR L'INGENIEUR, GEOSCIENCES, ARCHITECTURE

Année 2012

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Spécialité : ASTRONOMIE - ASTROPHYSIQUE

Présentée et soutenue publiquement par :

THOMAS CORNET

le mardi 11 Décembre 2012
à l'Université de Nantes, UFR Sciences et Techniques

TITRE

**FORMATION ET DEVELOPPEMENT DES LACS DE TITAN :
INTERPRETATION GEOMORPHOLOGIQUE D'ONTARIO LACUS ET ANALOGUES TERRESTRES**

JURY

Président :	M. MANGOLD Nicolas	Directeur de Recherche CNRS au LPGNantes
Rapporteurs :	M. COSTARD François M. DELACOURT Christophe	Directeur de Recherche CNRS à l'IDES Professeur des Universités à l'Université de Bretagne Occidentale
Examineurs :	M. BOURGEOIS Olivier M. GUILLOCHEAU François M. LEBRETON Jean-Pierre M. LE MOUELIC Stéphane	Maître de Conférences HDR à l'Université de Nantes Professeur des Universités à l'Université de Rennes I Chercheur Associé au CNRS-LPC2E d'Orléans Ingénieur de Recherche au CNRS-LPGNantes
Invité :	M. RODRIGUEZ Sébastien	Maître de Conférences à l'Université Paris Diderot

Directeur de thèse : M. Olivier BOURGEOIS
Laboratoire : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGNantes)
Co-encadrant : M. Stéphane LE MOUELIC
Laboratoire : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGNantes)

N° ED : 498 – 254

Formation et Développement des Lacs de Titan : Interprétation Géomorphologique d'Ontario Lacus et Analogues Terrestres

Résumé :

La sonde Cassini a révélé en 2006 l'existence de lacs et de mers dans les régions polaires de Titan, la principale lune de Saturne. Ces lacs seraient remplis de méthane et d'éthane liquides, métastables à la surface de Titan, tout comme l'est l'eau sur Terre. La forme arrondie des dépressions dans lesquelles ils résident suggère une formation des dépressions par des processus volcaniques, thermokarstiques, karstiques ou évaporitiques. Cette thèse vise donc à comprendre le mécanisme de formation et le développement des dépressions lacustres sur Titan. L'étude comparative entre Ontario Lacus, la plus grande dépression lacustre de l'hémisphère Sud, et le pan d'Etosha, une dépression karsto-évaporitique de Namibie, suggère un scénario de formation basé sur la dissolution d'une couche superficielle soluble dans les liquides. Cette couche se formerait par (1) cristallisation évaporitique sous climat aride de composés organiques dissous dans les liquides, et/ou (2) accumulation en surface d'hydrocarbures solides synthétisés dans l'atmosphère. Les analogies entre d'autres dépressions lacustres sur Titan et sur Terre semblent indiquer que la dissolution et l'évaporation jouent un rôle prépondérant dans le façonnement et l'évolution de la surface de Titan. La comparaison entre les climats de Titan et de la Terre indique l'existence d'un climat globalement aride, plus humide aux hautes latitudes, compatible avec les mécanismes karstiques et évaporitiques suggérés. Des expériences en laboratoire, des cartographies de composition de la surface et des études géomorphologiques futures apporteront des contraintes supplémentaires sur le lien entre ces processus et le climat de Titan.

Mots-clés : Titan, Surface, Lacs, Géomorphologie, Dissolution, Évaporation, Climat, Télédétection

Formation and Development of Titan's lakes: Geomorphological Interpretation of Ontario Lacus and Terrestrial Analogues

Abstract:

The Cassini spacecraft has revealed in 2006 the existence of lakes and seas in the polar regions of Titan, Saturn's major moon. These lakes would be filled by liquid methane and ethane, metastable on Titan's surface, such as water is on Earth. The rounded shape of the depressions in which they lie suggests a depression formation related to volcanic, thermokarstic, karstic or evaporitic processes. This thesis thus aims at understanding formation mechanisms and the development of the lacustrine depressions on Titan. The comparative study between Ontario Lacus, the largest lacustrine depression of the southern hemisphere, and the Etosha pan, a karsto-evaporitic depression of Namibia, suggests a formation scenario based on the dissolution of a superficial layer soluble in the liquids. This layer would form by (1) evaporitic crystallization under an arid climate of organic compounds dissolved in the liquids, and/or (2) surface accumulation of solid hydrocarbons synthesized in the atmosphere. The analogies between other lacustrine depressions on Titan and on Earth seem to indicate that dissolution and evaporation play a predominant role in the shaping and the evolution of Titan's surface. The comparison between Titan's and Earth's climates indicates the existence of an overall arid climate, more humid at high latitudes, compatible with the suggested karstic and evaporitic mechanisms. Future laboratory experiments, compositional mapping of the surface and geomorphological studies will bring further constraints on the link between these processes and Titan's climate.

Keywords: Titan, Surface, Lakes, Geomorphology, Dissolution, Evaporation, Climate, Remote Sensing

Remerciements

Faire un doctorat est une épreuve longue, intense, qui est rendue possible grâce au soutien et aux encouragements permanents des collègues, des amis et de la famille ! Après ces trois années passées en thèse à étudier un lac en forme de pied (ou de cacahuète, au choix), je tiens à remercier beaucoup de personnes, toutes ayant contribué de près ou de loin à la réussite de cette thèse (je vais essayer de faire court...). Avant toute chose et d'une manière générale, je souhaiterais remercier l'ensemble du personnel du Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes ¹, permanents et non-permanents, pour m'avoir permis de travailler dans une ambiance aussi agréable (et pleine de café) !

Il y a les personnes qui ont directement contribué à la thèse...

Je souhaite remercier spécialement mon directeur de thèse, *Olivier Bourgeois*, et mon co-encadrant, *Stéphane Le Mouélic*, pour m'avoir si bien conseillé et sans qui cette thèse ne serait pas ce qu'elle est aujourd'hui ! Bon... En même temps, je savais où je mettais les pieds, puisque l'aventure a commencé durant mon stage de Master 1... En tout cas, un grand merci à tous les deux pour votre disponibilité, pour votre aide et votre soutien à tous moments, pour votre calme dans toutes les situations, pour votre pédagogie ainsi pour que votre bonne humeur quotidienne... Cette liste n'est pas exhaustive, mais tout le monde aura compris le message : c'est vraiment très plaisant de travailler avec vous et j'espère réellement continuer à le faire dans les années à venir ! *Olivier*, tu m'auras fait découvrir la Namibie en 4×4 , probablement mon plus beau voyage jusqu'ici. Moi, je t'aurai fait découvrir Etosha et ses hyènes en pick-up(side down) à la tombée de la nuit (n'oublie pas : « un thésard doit savoir tout faire ! », y compris des cascades). Une expérience qui nous aura marqués (enfin... Surtout ton coude...) et qui aura ajouté une touche « Bob Morane » au voyage. *Stéphane*, on aura effectué la « Route du Gras » ensemble ! Arizona, Nevada, des cactus et des burgers entre deux confs sous un soleil de Décembre... J'aurai même réussi à vendre la ballade comme une recherche d'analogues terrestres dis donc ! J'espère bien remettre ça au plus vite !

Une thèse de doctorat, ça se soutient ! Je remercie donc les membres de mon jury d'avoir accepté l'invitation, lu le manuscrit et effectué le déplacement pour juger mon travail. Merci à *François Costard* et à *Christophe Delacourt* d'avoir accepté la lourde tâche d'être rapporteurs de ce « pavé ». Merci à *François Guillocheau* et à *Jean-Pierre Lebreton* d'avoir accepté d'endosser le rôle d'examinateurs, et à *Nicolas Mangold* d'avoir présidé ma soutenance de thèse. Enfin, je

1. LPGNantes - Université de Nantes, UMR 6112 - CNRS - OSUNA, 2 rue de la Houssinière BP92208, 44322 NANTES Cedex 3, France.

remercie *Sébastien Rodriguez* d'avoir répondu présent pour assister à ma soutenance en tant que membre invité. Vos relectures et vos remarques judicieuses auront notamment permis d'améliorer la qualité du manuscrit.

Je tiens aussi à vivement remercier pour leur participation active à cette thèse : *Sébastien Rodriguez*, toujours de bons conseils, de bonne humeur, disponible, relax, adepte des bons gros burgers (présent lors de la « Route du Gras »), des beaux voyages et des défis en tous genres (un peu de sauce barbecue ?) ; *Christophe Sotin*, toujours très disponible, motivant, plein de bonnes suggestions, et qui m'aura permis de m'impliquer encore plus dans la mission Cassini grâce à la participation aux meetings VIMS ; et *Vincent Chevrier*, qui m'a permis de m'immerger 3 mois dans le fin fond de l'Arkansas pour créer des lacs de méthane dans une poubelle en acier, le tout dans une très bonne ambiance (j'y reviens dans 2 lignes) ! Je souhaite aussi remercier *Gabriel Tobie* et *Cyril Fleurant* pour nos discussions et nos échanges de biblio « Titan & Stuff » et « Dissolution & Stuff » ; ainsi qu'*Olivier Grasset* pour sa participation aux réunions de comité de suivi de thèse malgré son emploi du temps chargé, ainsi que pour le coaching « missions spatiales » de dernière minute !

Finally, from May to August 2011, I left France to work in another country : the USA. A great professional and human experience for me ! I would like to thank all the people from the Arkansas Center for Space and Planetary Sciences, with special thanks to the Titan Team composed of *Vincent Chevrier*, *Felix Wasiak*, *Adrienn Luspai-Kuti*, *Dimuth Welivitiya*, *Sandeep Singh*, *Larry Roe* and *Walter Grupner* to have welcomed me at the Keck Lab during that period ! It has been a real pleasure to meet you and to work together on experiments, something that I had never made before. I hope to keep active collaborations with you and I wish you all the best for the upcoming years !

... Mais il y a aussi toutes celles sans qui la thèse aurait été beaucoup plus difficile à vivre !

Trois ans de thèse, c'est long... Mais trois ans bien entouré, c'est beaucoup moins long ! Je souhaite donc remercier l'ensemble des thésards, des post-docs, des ATER, des stagiaires, et des anciens du LPGNantes que j'ai connu au laboratoire lors de mes stages ou lors de ma thèse et avec qui j'ai partagé de très bons moments au quotidien !

Merci à mes compagnons de galère présents depuis le début de la thèse, toujours source de soutien : *Mélanie Drilleau*, GL toujours présente depuis le Master 1 et avec qui les discussions absolument pas scientifiques sont toujours un réel plaisir ; *Erwin Dehouck*, GG indiscutable présent depuis le Master 2, fin connaisseur de Mars et des méduses. Sur ce : « j'te proposerais bien un p'tit bizkit en parlant de *mon pote Stiffler* ! », et je suis sûr que *Pauline Lemaire*, GL fan de mes pulls français, ne sera pas contre ! ; *Mélanie Segard*, ma co-bureau ayant supporté mes goûts musicaux exceptionnels le plus longtemps durant cette thèse ; *Patrick Thollot*, le GG à la Lyonnaise, le George Abitbol de Mars à qui je ne dirai qu'une chose : « Bonsoir ! ... » ; et enfin *Charles Abessolo-Elouma*, avec qui j'aurai partagé les galères des dernières semaines de thèse.

Je remercie spécialement mes co-bureaux, de passage plus ou moins long : *Mélanie Segard*, *Erell Leocat*, *Axel Lefèvre* et *Émilie Gardin*, qui ont supporté un doux fond musical de métalleux

ainsi que mon rire gras durant 1 à 3 ans. Merci aussi d'avoir supporté ma maniaquerie excessive : ces affaires de sport sales ne trainent pas, elles sont rangées par terre... En tout cas, monsieur-dames, ce fut un plaisir !

J'ai aussi pu développer mes talents de guitariste alternatif durant la thèse ! L'aventure a commencé avec « Les Branquignoles », groupe de vilaine musique formé par *Marion Massé* (ma « grande soeur de thèse », chanteuse et cow-girl maintenant polonaise), *Olivia Golle* (dite *GOOOOOLLE* ! Possédant probablement la seule guitare wah-wah intégrée au monde) et *Gaëlle Plissart* (souhaitant apprendre la guitare grâce à notre immense talent). Les Branquignoles sont ensuite devenus « Attack Acid », grand groupe de musique très (trop ?) alternative, à l'arrivée d'*Olivier Bollengier*, ou *Oh Love Yeah*, GG et guitariste avec qui j'ai pu revisiter le concept du « gros son sale » et dont la devise très juste est : « le monde n'est pas encore prêt pour notre musique ». Merci à vous pour les bonnes barres de rire les soirs de répets, pour les échauffements diététiques pizzas/bières, et que la musique shake the world !

Le sport aura aussi été de la partie durant la thèse, avec la découverte du Touch Rugby ! Merci à coach *Susan Conway* pour nous avoir enseigné l'art de toucher les gens et à *Lionel Clarke* pour sa participation aux 3èmes mi-temps ! Curieusement, beaucoup de personnes auront défilé dans l'équipe pour se toucher les uns les autres... Merci à notre équipe actuelle composée de *Erwin Dehouck*, nouveau coach, *Philippe Cance*, coach-bis, *Joana Oliveira*, mon coach minceur pour l'instant en plein échec, *Thibault Fougeroux*, fan du PSGG (on fait tous des erreurs t'inquiètes pas), *Diana Saturnino*, *Marion Nachon* et *Boris Chauviré*, formant tous trois la fraîche relève sportive du labo. Merci aussi aux anciens membres de l'équipe, maintenant débordés de travail, partis vers d'autres horizons, ou simplement touchés par la flemme lors de leur dernier match : *Patrick Thollot*, parti du touch car « ça commençait à devenir pesant... », *Olivier Bollengier*, qui a troqué le ballon de touch pour le stalagmite de la chambre froide, *Benjamin Guillaume*, petit post-doc toulousain devenu grand chez les bretons de Géosciences Rennes, *Mélanie Drilleau*, qui préfère manger tranquillement ses éternelles pâtes au jambon, *Colleen Milbury*, partie shaker son money maker dans l'Indiana, *Zeneib Kassouk*, maintenant rendue à Clermont-Ferrand, *Erell Leocat*, bretonne partie Bricer à Nice, *Marine Gourronc*, qui a essayé le touch mais qui s'est vite aperçue que courir c'est pas pratique pour bavarder, *Fabien Poulard*, qui préfère jouer au chef d'entreprise, *Paul Pinzuti*, reparti manger du saucisson corse, le Buck n'en avait pas, *Mathieu Lefeuvre*, désormais perdu dans la jungle de Bouguenais, et *Lucille Bézacier* qui synchrotrone.

Permanent ou non, de passage court ou long, toujours présent au labo ou parti depuis longtemps, mais surtout très en vrac de ce paragraphe car ça commence à être galère à organiser ces remerciements (!), merci à : *Julien Monteux* et *Stéphane Pochat* pour leurs conseils vestimentaires concernant mes belles chaussettes blanches ; *Erwan Le Menn* puis *Manuel Giraud* pour la gestion du stock de café ; *Eric Boeuf* pour tous les coups de main devant le PC ou à la boxe ; *Antoine Mocquet* pour les discussions agréables au petit matin ou durant les pauses café ; *Isabelle Berthaud*, *Stéphanie Beaunay* et *Marie-Claire Bréhier* pour toute la gestion de mes missions organisées à la dernière minute ; *Olivier Jaffrézic* pour les discussions improbables du midi ; *Olivier Verhoeven* et *Sabrina Carpy* pour leur aide concernant les enseignements en astro et le ravitaillement en chokotofs ; *Boris Laurent*, collègue de barbe rousse, pour les discussions autour de mon H-index de

compet ; dankre à *Shan Yao* pour avoir trouvé l'entrée de la station de Lenzerheide, la prochaine fois on pourra skier ; *Thomas Guidat*, *Rosalie Jugand*, *Quentin Alech*, *Nadia Marounina*, *Boris Chauviré* et *Maiwenn Lothodé* pour avoir été mes tous premiers cobayes d'enseignement en L3 ; *Charles Verpoorter* et *Vincent Sarago* qui ont tous deux très certainement contribué à ma motivation à bosser en télédec' ; *Damien Devismes*, qui serait encore rendu au Buck à jouer de la gratte s'il n'avait pas trouvé une thèse à Orsay ; et enfin *Adriana Oancea*, *Aurore De Bigaut de Granrut*, *Farzaneh Kazemipour*, *Déborah Chavrit*, *Cécile Taffin*, *Jonathan Besserer*, *Téodolina Lopez*, *Ondrej Soucek*, *Klara Kalousova*, *Rose-Marie Baland*, *Amandine Garcia*, *Alice Hazotte*, *Clémence Herny*, *Baptiste Journaux* -j'espère n'oublier personne- tout simplement pour les pauses, les discussions, les pots, les restos, les soirées [...], en tous genres et toujours agréables.

La thèse m'aura aussi permis de participer à des conférences et de vivre des instants cajuns, texans, californiens, parisiens, brestois ou simplement nantais, permettant de bien décompresser. Je remercie donc (et c'est reparti pour une petite liste ! héhé) : *Antoine Séjourné*, *Laetitia Le Deit*, *Anouck Ody*, *John Carter*, *Gwénaél Jouannic*, *Harold Clénet*, *Thomas Appéré*, *Kévin Degiorgio*, *Jennifer Fernando* et *Frédéric Schmidt*. Merci à vous pour les semaines de confs accompagnées de tourisme, de road trips, de soirées hawaïennes, de macy's (« ouah ! Comment c'est pas cher ici ! »), de policiers nouveaux-orléanais pas contents, de parcs à alligators sans alligators, de shooting ranges texans, de pauses jacuzzi...

During the REU experience of summer 2011, I have also met a number of friends that I would like to thank for spending a great summer with them and for improving my English speaking and understanding. Thanks to the SPAC group : *Ryan Sheehan*, *Jordan Patterson* and *Lucas Johns* - my roommates-, *Ilya Uts*, *Danielle Lorenz*, *Holly Farris*, *Carolyn Mayer*, *LauraVanEpps*, *Anthony Oliveri*, *Brendan Clement* and *Jennifer Wojno* ; thanks to the other REUs : *Adam Reynolds*, *Charlie Bourland*, *Joe Cocchi*, *Joe Simpson*, *Jonny Radin*, *Andrea Meyers*, *Wes Wu*, *Derrek Wilson*, *Deric Davis*, *Nyre Alston* [...] ; muchas gracias para *Rebecca Torres* y *José Francisco Delgado Jiménez* (damn ! You couldn't have a longer name ? ? !), two "foreigners", like me, and also my "nightout mates". Final thanks to the Vegas Crew (*Rebecca Torres*, *Diame Perez*, *Robertson Cespedes*, *Steven Morales* y *Abner Ayala*) for the crazy 4th July weekend in Las Vegas !

Je n'oublie pas, bien évidemment, de remercier mes potes STU, rencontrés à la Fac' de Sciences, qui ont grandement participé au façonnement du Docteur Cornette de la Licence 1 à aujourd'hui. Un grand merci à : *Simon Robert*, Co*****e et « gros sac » adepte de la perte de (belles) chaussures durant les soirées et des odes à Christine ; *Elodie Monnier*, notre Vomito à nous, Co*****e en chef au clapet fraîchement retrouvé et experte en plans loose mémorables ; *Hélène Régnault*, bien souvent embarquée dans ces mêmes plans loose malgré elle ; *Cécile Poirier*, ou Poussinette, qui m'aura épaulé lors de nombreuses soirées (curieusement le jeudi bien souvent...) ; *Guillaume Quiquerez*, « bon ben... Il ne reste plus que le Remorqueur... » ; *Yohan Ruprich-Robert*, STU-P, que l'on accepte et que l'on aime malgré sa différence ; *Elliot Canipelle*, mon binôme de la Licence au Master, maintenant retourné sur son île ; *Mathieu Havard*, ou Ha-vaaaard, ou Boulet, ou l'homme qui se prend des pains à chaque soirée, on ne sait pas pourquoi ; *Vincent Guilbaud*, surfeur ventre à choux de la Génétoûze ; *Lauriane Dinis*, « Petite Chose » franco-luso-indo-canadienne qui fait du bruit ; *Laurianne Colzon*, ou potto, dans le business des

poubelles ; *Matthias Bonnet*, géologue certes complètement raté, mais stapsien-kinésithérapeute accompli ; *Hung Le Viet*, beo lai cai ! ; et *Angélique Leprêtre* et *Marie Picot*, maintenant devenues docteure et thésarde brestoises en Maredsous après de longues soirées en M1. Merci à vous bande de vieux STUs !

Pour leur soutien continu et de longue date, je souhaiterais remercier : *mon pote Stiffler*, ami de toujours, devenu une sorte de légende urbaine, de mythe (mais bien réel !), au labo et dont l'identité exacte restera secrète afin de préserver sa vie privée, ainsi qu'*Élodie*, amie et copine de *mon pote Stiffler* ; *Cédric* et *Sarah*, c'est toujours un plaisir de venir prendre 2 - 3 kg/semaine, boire de la Duff et jouer les bourgeois place Stan' ! Merci aussi à *Damien* pour avoir fait spécialement le trajet pour venir trinquer à la santé du nouveau docteur !

Je conclurai ces remerciements (oui bon ok, je sais, c'est raté niveau longueur...) en adressant un immense merci à toute ma famille, présente lors de la soutenance ou absente malgré leur volonté de venir ! Merci à *Gilles*, *Ginou* et *Daniel*, qui ont fait le déplacement pour assister à ma soutenance. Un infini merci à mes parents, *Dominique* (Pap') et *Françoise* (Mam'), pour le gros travail de fond réalisé depuis maintenant 26 ans sans faillir ! ; à mes grands parents, que je n'oublie pas malgré leur absence ; à *Grand-Mère* !, grâce à qui il semblerait que je maigrisse à vue d'oeil, et « sans me la péter ! » ; à mon frère, *Julien*, dont la peau flotte un peu au niveau du cou mais c'est pas grave, ça va se retendre (c'est comme le ventre), ainsi qu'à *Anne-Laure*, qui participe autant qu'elle peut à la retente du cou de *Julien* ; à ma soeur, *Hélène*, éternel soutien essayant tant bien que mal de me faire perdre mes « flotteurs » et à qui je dirais simplement : « Bé vas y ! C'est gratuuuuuut enfin !! Prends ! Prends ! » ; et bien évidemment à ma p'tite *Joana*, qui m'aura aidé, conseillé, encouragé (et supporté) au quotidien, et sans qui il aurait été extrêmement difficile de finir la rédaction sain d'esprit. Merci à vous pour votre soutien et vos encouragements constants qui m'ont permis d'arriver jusqu'ici, pour vos conseils dans les moments pleins de doutes, pour votre compréhension lorsque je faisais mon associable pendant ces longs mois de rédaction (voire plus...), et enfin pour votre aide énorme afin préparer un pot de thèse au top !!!

Table des matières

Remerciements	i
Introduction	3
I Titan : de Christiaan Huygens à nos jours	9
1 L'exploration de Titan avant la mission Cassini-Huygens	11
1.1 Les premières observations de Titan	12
1.2 Les missions spatiales Pioneer 11, Voyager 1 et Voyager 2	14
1.2.1 Données de la sonde Pioneer 11	14
1.2.2 Données des sondes Voyager	14
1.3 Les télescopes spatiaux et au sol	17
1.3.1 Données acquises depuis le sol	17
1.3.2 Données acquises depuis les télescopes spatiaux	19
1.4 Synthèse	21
2 La mission Cassini-Huygens	23
2.1 Contexte et objectifs scientifiques de la mission Cassini-Huygens	24
2.1.1 Contexte de la mission Cassini-Huygens	24
2.1.2 Objectifs scientifiques	24
2.2 Instrumentation scientifique à bord de la mission Cassini-Huygens	26
2.2.1 La sonde Cassini	26
2.2.2 Le module Huygens	28
2.3 Déroulement de la mission Cassini-Huygens	30
2.3.1 Le voyage depuis la Terre	30
2.3.2 Déroulement de la mission dans le Système de Saturne	30
3 Caractéristiques de Titan connues au début de la thèse	33
3.1 Paramètres orbitaux, forme et structure interne	34
3.2 L'atmosphère de Titan	37
3.2.1 Structure de l'atmosphère	37

3.2.2	Composition de l'atmosphère	39
3.2.2.1	La composition en gaz	39
3.2.2.2	Formation et structure de la brume d'aérosols	42
3.3	La surface de Titan	45
3.3.1	Cartographie globale de Titan : les grands ensembles, composition et propriétés physiques	46
3.3.1.1	Les cartographies infrarouges ISS et VIMS	46
3.3.1.2	La cartographie avec le RADAR	48
3.3.2	Les paysages de Titan	50
3.3.2.1	Les plaines	50
3.3.2.2	Les terrains montagneux et vallonnés	50
3.3.2.3	Les terrains labyrinthiques	51
3.3.2.4	Les structures cryovolcaniques	52
3.3.2.5	Les cratères d'impact	54
3.3.2.6	Les dunes longitudinales	56
3.3.2.7	Les réseaux fluviaux	58
3.3.2.8	Les lacs et les mers d'hydrocarbures	60
3.4	Les lacs de Titan : répartition, morphologie et composition	62
3.4.1	Répartition des dépressions lacustres en fonction des latitudes	62
3.4.1.1	Classification et répartition texturales des dépressions lacustres à partir des données RADAR SAR	65
3.4.1.2	L'asymétrie dans la répartition Nord/Sud des dépressions lacustres	67
3.4.2	Composition des lacs	67
3.4.2.1	Composition des lacs estimée par les modèles théoriques	67
3.4.2.2	Composition des lacs estimée par les mesures VIMS et RADAR	68
3.4.3	Morphologie des dépressions lacustres	69
3.4.3.1	Morphologie des mers	69
3.4.3.2	Morphologie des lacs et des dépressions vides	69
3.4.4	Profondeur des liquides et rugosité de la surface des lacs	70
3.5	Problématique : caractérisation géologique des dépressions lacustres sur Titan	74
3.5.1	Contexte de la thèse	74
3.5.2	Études proposées	75
II	Données utilisées et méthodes développées	77
4	Principes d'imagerie : l'interaction rayonnement/surface	79
4.1	Généralités sur le rayonnement électromagnétique	80
4.2	Interactions rayonnement/matière	83
4.2.1	Corps planétaire sans atmosphère	83
4.2.1.1	Interaction en surface : la réflexion/diffusion	83

4.2.1.2	Interactions dans le milieu : la diffusion, la transmission, l'absorption	86
4.2.2	Corps planétaire avec atmosphère	88
5	L'imagerie visible-infrarouge sur Titan	91
5.1	Grandeurs physiques et photométrie	92
5.1.1	Géométrie d'acquisition	92
5.1.2	Le flux énergétique Φ (<i>radiant flux</i>)	92
5.1.3	La source du rayonnement : la luminance du corps noir $B_\lambda(T)$	93
5.1.4	Angle solide $d\Omega$ (<i>solid angle</i>) et intensité énergétique IE (<i>radiant intensity</i>)	94
5.1.5	La luminance I (<i>radiance</i>)	95
5.1.6	L'émittance M (<i>radiant exitance/emittance</i>)	95
5.1.7	L'éclairement J (<i>irradiance</i> ou <i>radiant flux density</i>)	96
5.1.8	La réflectance r	96
5.1.8.1	Quelques réflectances empiriques	98
5.1.8.2	La réflectance bidirectionnelle de Hapke (1993)	99
5.1.8.3	Le facteur de luminance bidirectionnelle $RADF$ (<i>bidirectional RADiance Factor</i>)	102
5.1.9	Notions de fonction de phase $P(g)$	102
5.2	L'imagerie multispectrale à bord de la sonde Cassini : <i>Imaging Science Subsystem</i> (ISS)	104
5.2.1	Caractéristiques de l'instrument ISS	104
5.2.2	Calibration et traitement des données ISS	105
5.3	L'imagerie hyperspectrale à bord de la sonde Cassini : <i>Visual and Infrared Mapping Spectrometer</i> (VIMS)	108
5.3.1	Caractéristiques de l'instrument VIMS	108
5.3.1.1	Caractéristiques techniques de VIMS-VIS (visible)	108
5.3.1.2	Caractéristiques techniques de VIMS-IR (infrarouge)	108
5.3.1.3	Modes d'observation de VIMS	111
5.3.2	Calibration des données VIMS-IR	111
5.3.3	Exemple d'utilisation des données VIMS : Les critères spectraux	114
5.4	Traitement des données VIMS-IR par correction empirique de la diffusion atmosphérique et de la photométrie de la surface	117
5.4.1	Suppression des effets atmosphériques	118
5.4.1.1	Principe de la correction empirique de la diffusion	118
5.4.1.2	Application à un survol d'une zone locale : Ontario Lacus	120
5.4.1.3	Application sur une mosaïque globale	121
5.4.2	Correction de la photométrie de la surface	124
5.4.2.1	Approche globale de la photométrie à $5 \mu\text{m}$	127
5.4.2.2	Approche locale de la photométrie à $5 \mu\text{m}$	128
5.4.3	Correction atmosphérique et photométrique finale des données VIMS	131

6	L'imagerie micro-ondes sur Titan	135
6.1	Principe de l'imagerie micro-ondes	136
6.1.1	Principe d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR)	136
6.1.2	Grandeurs mesurées par le RADAR en mode SAR	137
6.1.2.1	La section efficace de rétrodiffusion radar normalisée (σ^0) . . .	137
6.1.2.2	Influence de la constante diélectrique	137
6.1.2.3	Influence de la rugosité de surface et de l'orientation des facettes du sol	138
6.1.3	Les distortions géométriques associées à la présence de reliefs	139
6.1.4	Le <i>speckle</i>	140
6.2	L'imagerie micro-ondes à bord de la sonde Cassini : l'instrument RADAR	141
6.2.1	Caractéristiques de l'instrument RADAR	141
6.2.2	Traitement des données RADAR	144
6.2.2.1	Les données SAR	144
6.2.2.2	Les données altimétriques	145
III	Étude géologique d'Ontario Lacus	147
7	Étude géomorphologique d'Ontario Lacus sur Titan à partir des données VIMS, ISS et RADAR de la sonde Cassini : analogie avec le pan d'Etosha (Namibie)	149
7.1	Introduction	151
7.2	Data	155
7.2.1	Imaging Science Subsystem (ISS)	155
7.2.2	Visible and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS)	155
7.2.3	RADAR Mapper	156
7.2.4	Co-registration of datasets	157
7.3	Processing of VIMS infrared images	160
7.3.1	Surface photometry at 5 microns	160
7.3.2	Removal of the additive atmospheric aerosols backscattering component in atmospheric windows	160
7.4	Description of processed images	163
7.4.1	ISS	163
7.4.2	VIMS	163
7.4.3	RADAR	163
7.5	Integrated geomorphological interpretation	166
7.5.1	Units A and B : Depression floor	168
7.5.2	Units C and D : Past flooded area and associated shorelines	170
7.5.3	Unit E : Lunette dunes ? Evaporitic deposits ?	170
7.5.4	Unit F : Alluvial plain	171
7.5.5	Units G and H : Basement outcrops in mountains and associated valleys .	171

7.5.6	Unit I : Mountain pediment and valley sedimentary fills	171
7.5.7	Synthesis	171
7.6	Comparison with a terrestrial analog : the Etosha Pan, Namibia	174
7.6.1	Regional topography and geology	174
7.6.2	Climate and hydrogeology	176
7.6.3	Landforms : pans, lunette dunes, shorelines, channels and deltas	177
7.6.4	Cross-comparison of infrared and radar images over the Etosha pans	178
7.7	Discussion	181
7.7.1	Entire or partial coverage of Ontario Lacus' floor ?	181
7.7.2	Thickness of liquid coverage	183
7.7.3	Implications for surface processes and climate	184
7.8	Conclusion	186
7.9	Discussion complémentaire	188
8	Étude de la stabilité du contour d'Ontario Lacus de 2005 à 2010	191
8.1	Introduction	194
8.2	Data reduction and edge detection methods	198
8.2.1	Data reduction	198
8.2.2	Edge detection method	199
8.2.2.1	Principle of edge detection	199
8.2.2.2	Sensitivity of contours to the edge detection method	200
8.3	Cross-comparison of detected contours	204
8.4	Discussion	207
8.4.1	Influence of the detection method	207
8.4.2	Effect of Titan's atmospheric scattering on contour detection	208
8.4.3	Geomorphological interpretation of detected contours	209
8.5	Conclusion	211
IV	Discussion : Formation des dépressions lacustres de Titan par analogie avec la Terre - Relation avec le climat	213
9	Les analogues morphologiques terrestres des dépressions lacustres de Titan	215
9.1	Les analogues terrestres en milieu volcanique : les calderas, les complexes caldériques et les maars	217
9.1.1	Analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les calderas, les complexes caldériques et les maars terrestres	217
9.1.2	Formation des calderas, complexes caldériques, et des maars sur Terre	218
9.1.2.1	Les calderas et complexes caldériques	218
9.1.2.2	Les maars	219
9.1.3	Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan	220
9.2	Les analogues terrestres en milieux glaciaires et périglaciaires : les thermokarsts	223

9.2.1	Analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les dépressions thermokarstiques terrestres	223
9.2.2	Formation des lacs thermokarstiques et des alases sur Terre	223
9.2.2.1	Les lacs thermokarstiques ou lacs de fonte, les alases et les pingos	226
9.2.2.2	Exemple du développement du thermokarst de Yakoutie Centrale (Sibérie)	228
9.2.3	Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan	228
9.3	Les analogues terrestres en milieu karstiques : les dolines et les poljés	231
9.3.1	Analogie entre les lacs de Titan, les dolines et les poljés terrestres	231
9.3.2	Formation des dolines sur Terre	233
9.3.2.1	Caractéristiques générales des dolines	233
9.3.2.2	Développement des dolines	235
9.3.2.3	Classification des paysages karstiques de Waltham et Fookes (2005)	236
9.3.3	Formation des poljés sur Terre	236
9.3.3.1	Caractéristiques générales des poljés	236
9.3.3.2	Développement des poljés	238
9.3.4	Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan	238
9.4	Les analogues terrestres en milieu de dépôt évaporitique : les playas	242
9.4.1	L'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les playas terrestres	242
9.4.2	Formation des playas sur Terre	244
9.4.2.1	Caractéristiques générales des playas	244
9.4.2.2	Développement des playas	244
9.4.3	Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan	247
9.5	Les analogues terrestres en milieu karsto-évaporitique : les pans	248
9.5.1	L'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les pans terrestres .	248
9.5.2	Formation des pans sur Terre	250
9.5.2.1	Caractéristiques générales des pans	250
9.5.2.2	Développement des pans : l'exemple des pans d'Etosha	250
9.5.3	Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan	252
9.6	Conclusion : les dépressions lacustres de Titan et leurs analogues morphologiques terrestres	258
10	Le climat sur Titan - Lien avec les lacs	261
10.1	Les climats sur Terre : contraintes pour les analogie avec les dépressions lacustres terrestres	262
10.1.1	La classification de Köppen (1931) - Geiger (1961)	262
10.1.2	L'aridité des climats selon Thornthwaite (1948) et l' UNEP (1992)	263
10.1.3	Les climats périglaciaires selon French (2007)	266
10.2	Observation des saisons par le suivi de l'activité nuageuse sur Titan	268
10.2.1	La couverture nuageuse permanente et sa migration saisonnière	268

10.2.2	L'activité nuageuse sporadique : les tempêtes saisonnières	269
10.3	Le cycle du méthane/éthane sur Titan : condensation, précipitation, évaporation .	272
10.3.1	L'équilibre moyen précipitation/évaporation potentielle sur Titan	273
10.3.1.1	La bruine sur Titan	273
10.3.1.2	Les pluies et l'évaporation moyennes vues par les modèles théo- riques	274
10.3.1.3	Les pluies et l'évaporation moyennes vues par les modèles cli- matiques de circulation générale (GCM)	275
10.3.2	Les pluies ponctuelles torrentielles sur Titan	278
10.4	Conclusion : le climat sur Titan et ses implications dans l'attribution d'analogues terrestres des dépressions lacustres	282
10.4.1	Apport de la classification de l'UNEP (1992)	282
10.4.1.1	Définition du climat de Titan selon son aridité	282
10.4.1.2	Localisation des analogues terrestres par rapport à l'aridité des climats	284
10.4.2	Apport de la classification de Köppen-Geiger	286
10.4.3	Apport de la classification de French (2007)	286
10.4.4	Bilan : le climat, une contrainte supplémentaire dans la détermination de l'origine des dépressions lacustres de Titan ?	286
V	Travaux en cours et perspectives	291
11	Expérimentation sur les hydrocarbures liquides et solides dans les conditions pres- sion/température de la surface de Titan	293
11.1	Présentation de la chambre expérimentale et du type de données acquises	295
11.1.1	Description de la chambre expérimentale	295
11.1.1.1	L' <i>Andromeda Chamber</i>	295
11.1.1.2	Le <i>Titan Module</i> (TM)	296
11.1.2	Déroulement typique d'une expérience d'évaporation du méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan et exemple de données acquises	299
11.2	Acquisition des premiers taux d'évaporation des liquides sur Titan	302
11.2.1	Conditions pression/température/humidité reproduites	302
11.2.2	Calcul du taux d'évaporation des liquides dans les conditions du site d'at- terrissage du module Huygens	302
11.2.2.1	Influence de la gravité terrestre sur le taux d'évaporation : l'équa- tion d'Ingersoll (1970)	303
11.2.2.2	Évaluation de la composition du liquide d'après le modèle de Thompson <i>et al.</i> (1992)	306
11.2.3	Implications des premières mesures d'évaporation et futures études	308

11.3	Etablissement d'une base de données infrarouges des hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan	310
11.3.1	Acquisition d'une librairie spectrale des hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan	310
11.3.1.1	Travaux antérieurs	310
11.3.1.2	Dispositif d'acquisition	310
11.3.1.3	Les spectres d'hydrocarbures liquides	311
11.3.1.4	La synthèse d'acétylène solide dans les conditions de la surface de Titan	312
11.3.2	Perspectives d'utilisation de la librairie spectrale	316
11.3.2.1	Applications pour la cartographie VIMS de la surface de Titan	316
11.3.2.2	Contribution à l'évaluation des taux d'évaporation du méthane, de l'éthane et des mélanges ?	318
11.3.2.3	Expériences de dissolution d'acétylène dans les liquides titaniens ?	320
12	D'autres morphologies de dissolution sur Titan ?	323
12.1	Des plateaux disséqués sur Titan	324
12.2	Vers une cartographie globale de la couche soluble	327
13	Amélioration de la cartographie globale de Titan dans la fenêtre atmosphérique à 5 μm	329
13.1	Photométrie de la surface de Titan : vers une combinaison des comportements lambertien et lunaire	330
13.2	Vers une méthode de compensation des effets atmosphériques plus précise	335
	Conclusion générale	339
	Annexes	347
A	Traitement des données RADAR de la sonde Cassini et implémentation sous SIG	347
A.1	Les données Cassini/RADAR en mode SAR	349
A.1.1	Description	349
A.1.2	Traitements	350
A.1.2.1	Conversion des données du PDS au format ISIS : t rad2isis	350
A.1.2.2	Création du fichier de projection géométrique : t lev2tolev2	350
A.1.2.3	Application de la transformation géométrique : t geom	351
A.1.2.4	Conversion au format image : t dform	351
A.2	Les données altimétriques et SAR Topo	352
A.3	Intégration des données RADAR dans SIG avec ArcGIS	353
A.3.1	Les données SAR	353
A.3.2	Les données altimétriques et SAR Topo	354

A.3.2.1	Les données SAR Topo	354
A.3.2.2	Les données altimétriques	355
 Bibliographie		 359

Introduction

Introduction

Le Système Solaire peut être divisé en deux parties distinctes. La première partie est composée des quatre planètes internes, dites telluriques : Mercure, Vénus, Terre et Mars (Fig. 1). Ces planètes sont composées d'un noyau de fer et de nickel et d'un manteau silicaté, enrichi en silicium, magnésium, aluminium, fer et calcium. Les planètes internes mesurent quelques milliers de kilomètres de rayon et leurs densités sont relativement élevées (> 3), ce qui reflète la présence d'intérieurs majoritairement rocheux.

Parmi les planètes internes, la Terre est la seule qui abrite actuellement des liquides à sa surface, grâce au fait que la molécule d'eau (H_2O) est relativement proche de son point triple dans les conditions pression/température de la surface terrestre. Mars a elle aussi probablement abrité de l'eau liquide durant son histoire, comme l'indiquent les traces d'écoulements passés, la présence de minéraux argileux, de calottes polaires et de glaciers d'altitude formés de glace d'eau, ainsi qu'une sub-surface elle aussi riche en glace d'eau. Malgré tout, la planète est actuellement dépourvue d'océans, de mers, de lacs ou de rivières d'eau liquide, ce qui fait de la Terre une planète à part dans notre Système Solaire.

La seconde partie du Système Solaire est séparée de la première par la ceinture d'astéroïdes, située entre Mars et Jupiter, à une distance de 2,3 à 3,3 U.A.² du Soleil, soit à une distance comprise entre 345 et 495 millions de kilomètres du Soleil. Au-delà de la ceinture d'astéroïdes s'étend le domaine des planètes externes (Fig. 1), aussi appelées géantes gazeuses : Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune. Leur taille est considérable comparée à la taille des planètes internes, avec des rayons pouvant atteindre plusieurs dizaines de milliers de kilomètres, pour des densités relativement faibles. Les planètes externes possèdent des systèmes d'anneaux, dont les plus spectaculaires sont ceux de Saturne. Elles possèdent aussi chacune un grand nombre de satellites ou lunes (66 pour Jupiter, 62 pour Saturne, 27 pour Uranus, 13 pour Neptune) comparé au nombre de satellites dans le Système Solaire interne (1 pour la Terre, 2 pour Mars). Les planètes et satellites du Système Solaire externe peuvent être qualifiés de « mondes de glace ». En effet, les températures de surface des corps planétaires étant très basses dans cette partie du Système Solaire (en moyenne inférieures à $-60^{\circ}C$), l'eau ne peut exister que sous forme de glace, c'est pourquoi on parlera notamment de satellites de glace.

Titan (Fig. 2), l'objet de cette thèse, fait partie de la famille des satellites de glace. Titan a été découvert par hasard au XVII^{ème} siècle, grâce aux observations de l'astronome hollandais Christiaan Huygens. Titan est le plus gros des 62 satellites de Saturne, et le second plus gros satellite

2. U.A. : Unité Astronomique, avec 1 U.A. = 150 000 000 km.

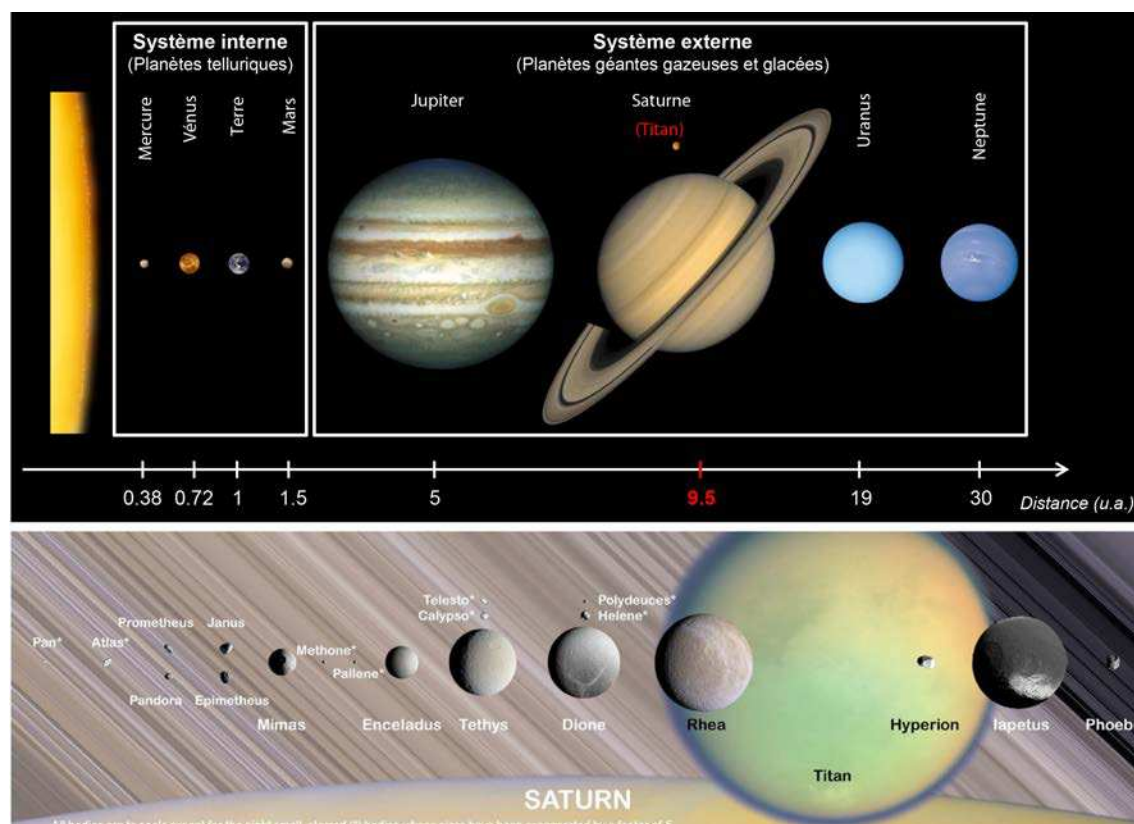


FIGURE 1 – Titan dans le Système Solaire et le système de Saturne. Crédits images originales : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

du Système Solaire, après Ganymède, la lune principale de Jupiter. Son rayon est légèrement plus grand que celui de la planète Mercure. Nous verrons par la suite que ce n'est pas l'unique caractéristique qui en fait l'équivalent d'une petite planète. Titan est situé à environ 10 U.A. du Soleil, soit à une distance au Soleil de 1,5 milliards de kilomètres (Fig. 1). Sa température de surface est très froide, de l'ordre de 93 K (-180°C), ce qui empêche toute existence d'eau liquide en surface.

Une des principales caractéristiques de Titan est sans conteste la présence d'une épaisse atmosphère, riche en diazote (N_2) et en méthane (CH_4), et photochimiquement très active, synthétisant des hydrocarbures dont l'éthane (C_2H_6). C'est grâce à la présence de cette atmosphère riche en méthane gazeux que Titan est si « unique » dans le Système Solaire, et finalement, si semblable à la Terre. En effet, dans les conditions pression/température régnant à sa surface (pression de 1,5 bar, température oscillant entre 90 et 95 K), le méthane est proche de son point triple et pourrait ainsi se condenser, précipiter et s'évaporer comme l'eau sur Terre. Dans ces mêmes conditions, l'éthane existerait aussi sous forme liquide et serait plus stable que le méthane liquide en surface. De ce fait, Titan serait le seul corps du Système Solaire, hormis la Terre, pouvant actuellement abriter des liquides à sa surface, sous forme de rivières, de lacs, de mers, voire d'océans. Bien que l'atmosphère de Titan soit la clef de voûte de l'existence de potentiels hydrocarbures liquides en surface, c'est aussi sa présence qui masque presque totalement la surface de Titan (Fig. 2).

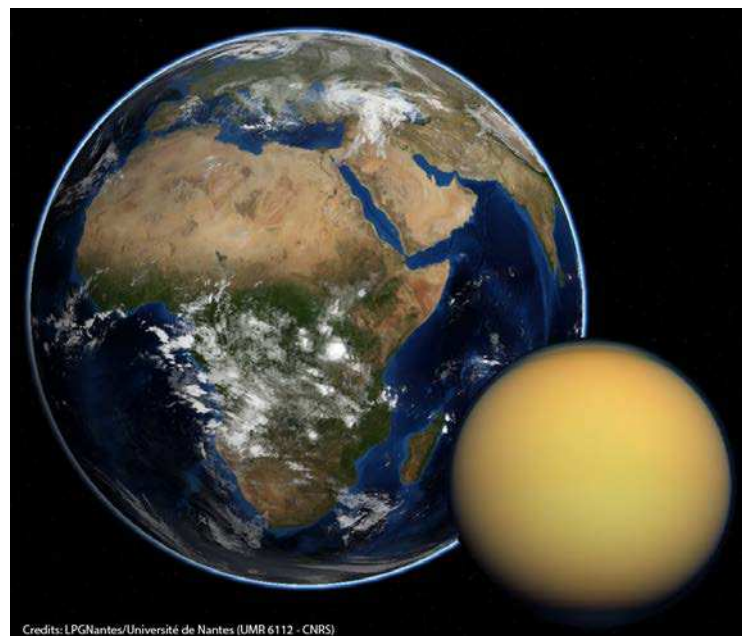


FIGURE 2 – Titan, le plus gros satellite de Saturne, comparé à la Terre. Contrairement à celle de la Terre, la surface de Titan est masquée par son épaisse atmosphère de diazote et d'hydrocarbures. Images à l'échelle.

À partir de 2004, année durant laquelle la mission Cassini-Huygens arrive dans le système de Saturne et ses satellites, l'étude de la surface de Titan subit une véritable révolution. Il est enfin possible de distinguer la surface de Titan grâce aux imageurs radar et infrarouges, avec des résolutions spatiales allant jusqu'à quelques centaines de mètres. Nous passons ainsi du stade de méconnaissance quasi-totale de la surface de Titan au stade où les premières études géologiques sont enfin possibles.

Les images acquises par le module Huygens lors de sa descente vers Titan le 14 Janvier 2005 et celles acquises depuis 2004 par les instruments de la sonde Cassini montrent l'absence d'un océan global d'hydrocarbures. Cependant, les données de composition acquises à la surface ainsi que l'attitude du module lors de son atterrissage aux basses latitudes montrent que la surface de Titan est formée de sédiments non compactés et humides (évaporation de méthane et d'éthane). Ceci est de très bon augure pour la recherche de lacs et de mers aux plus hautes latitudes, censées être plus froides et probablement plus humides.

C'est en 2006 que les données de la sonde Cassini mettent clairement en évidence la présence de structures à contours arrondis ou dendritiques, dont la surface est extrêmement lisse à la longueur d'onde du RADAR (2,17 cm). Ces structures se trouvent localisées au niveau des régions polaires Nord et Sud de Titan. Les lacs et les mers de Titan sont alors découverts ([Stofan et al., 2007](#); [Lopes et al., 2007](#)). C'est ainsi la première fois que des liquides de surface sont observés sur un corps planétaire autre que la Terre. Bien que la nature de ces liquides diffère drastiquement (méthane et éthane sur Titan, eau sur Terre), les morphologies observées dans les images acquises par la sonde Cassini sont, de manière surprenante, très similaires à celles qui résultent de l'érosion, du transport et de la sédimentation en présence d'eau sur Terre.

C'est donc suite à cette découverte que les premières hypothèses concernant l'origine des dépressions topographiques accueillant ou non des lacs sur Titan sont émises. Ces hypothèses incluent des origines liées à des impacts, ainsi qu'à des processus cryovolcaniques (éruptions de magmas constitués de glace d'eau ayant fondu et formant des dépressions), thermokarstiques (fonte d'un sol gelé en surface formant des dépressions) et karstiques (dissolution de la surface par le méthane et l'éthane liquide, creusant des dépressions). J'ai donc commencé ma thèse dans ce contexte d'observation de lacs sur Titan dont l'origine était jusqu'alors inexpliquée.

Afin de contraindre au mieux les mécanismes de formation des dépressions lacustres de Titan, je me suis principalement intéressé à la géologie de la plus grande structure lacustre de l'hémisphère Sud : Ontario Lacus. Ce choix a été motivé par le fait qu'Ontario Lacus était la seule dépression lacustre ayant été observée simultanément à haute résolution spatiale par les trois instruments d'imagerie de Cassini (ISS, VIMS, RADAR). La vision d'Ontario Lacus était alors relativement aisée à la fois au radar mais aussi dans l'infrarouge tandis que les lacs des régions polaires Nord de Titan, baignées dans la nuit polaire, étaient invisibles dans l'infrarouge. J'explore donc dans cette thèse un scénario possible de formation d'Ontario Lacus basé sur le mécanisme de formation des dépressions lacustres que j'estime le plus en accord avec les propriétés de la surface de Titan et son climat : la dissolution. Je tente ensuite de voir si ce mécanisme de formation est en accord avec la morphologie d'autres dépressions lacustres et d'autres objets morphologiques sur Titan.

Dans une première Partie, je présente le contexte global de l'étude de la géologie de la surface de Titan, avec notamment un premier Chapitre consacré à un bilan de l'exploration spatiale de Titan antérieure à la mission Cassini-Huygens. Je présente ensuite la mission Cassini-Huygens dans un second Chapitre. Le troisième Chapitre de cette Partie est quant à lui consacré à un bilan des connaissances actuelles sur Titan, principalement issues des données acquises durant la mission Cassini-Huygens. Je développe particulièrement les connaissances concernant les lacs et les mers de Titan tels qu'on les envisageaient au début de ma thèse. Cette première partie s'achève sur la problématique de ma thèse : **Par quel(s) mécanisme(s) se développe(nt) les dépressions lacustres sur Titan ?**

Dans une deuxième Partie, je présente les données utilisées ainsi que les méthodes développées pour réaliser ce travail. Le premier Chapitre de cette Partie est consacré aux grands principes d'imagerie inhérents aux études des images satellites visibles, infrarouges et radar. Le second Chapitre de cette Partie est entièrement consacré à l'imagerie visible/infrarouge, avec notamment la définition des grandeurs mesurées et calculées dans les données infrarouges. Les deux Chapitres suivants sont consacrés à la présentation des instruments optiques de la sonde Cassini : la caméra multispectrale *Imaging Science Subsystem* (ISS) et le spectromètre imageur *Visual and Infrared Mapping Spectrometer* (VIMS). Ces Chapitres sont aussi consacrés aux traitements que j'ai effectués sur ces données afin de détecter la surface de Titan dans ces images. Je me suis particulièrement impliqué dans le traitement des données VIMS à travers le développement d'une méthode de correction empirique des effets atmosphériques et photométriques de surface, ce qui a notamment

donné lieu à deux publications dans *Icarus* (Cornet *et al.*, 2012a) et dans *Planetary and Space Science* (Le Mouélic *et al.*, 2012a). Le dernier Chapitre de cette Partie est consacré à la description de l'instrument RADAR de la sonde Cassini, dont j'ai utilisé les données dans mes études d'Ontario Lacus. Les traitements préliminaires nécessaires à l'utilisation cartographique de ces données RADAR sont détaillées dans l'Annexe A.

Dans une troisième Partie, je présente mes études d'Ontario Lacus. Un premier Chapitre présente l'étude approfondie et multi-instrumentale de la géomorphologie d'Ontario Lacus et de son proche environnement, réalisée à l'aide des données VIMS, ISS et RADAR de la sonde Cassini. Je montre que ce qui était jusqu'alors interprété comme une dépression topographique complètement couverte par des liquides (i.e., un lac) est plus probablement une dépression topographique à fond très plat, où l'équivalent d'une nappe phréatique affleure par endroits en surface. Je présente aussi dans ce Chapitre la comparaison avec un analogue terrestre, le pan d'Etosha situé en Namibie, afin de contraindre un potentiel mécanisme de formation d'Ontario Lacus sur Titan. Les conclusions de cette étude sont que les caractéristiques géomorphologiques de la région d'Ontario Lacus semblent compatibles avec un développement par dissolution régressive de la surface de Titan. Ces travaux ont donné lieu à une publication dans *Icarus* (Cornet *et al.*, 2012a) ainsi qu'à des communiqués de presse (NASA/JPL, ESA, CNES, IAG Planetary Geomorphology Working Group).

Dans le second Chapitre de cette Partie, je présente une analyse temporelle d'Ontario Lacus par l'intermédiaire du suivi de la localisation de son contour entre 2005 et 2010. Cette étude est motivée par le fait que des changements potentiels entre des images acquises avec des capteurs différents sur une période allant de 2005 à 2009 ont été interprétés comme des changements dans la position de la ligne de rivage d'Ontario Lacus (Hayes *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011c). Or, ces changements potentiels sont difficilement compatibles avec l'hypothèse que je privilégie pour la formation d'Ontario Lacus, car celle-ci implique que la bordure d'Ontario Lacus visible avec les instruments de Cassini est une bordure topographique. En effet, si, selon le mécanisme de formation que je privilégie, la position de cette bordure peut évoluer par dissolution régressive à des échelles de temps géologiques, elle devrait en revanche rester stable à l'échelle des quelques années qui séparent les premières et les dernières observations de Cassini. Pour réévaluer l'amplitude de ces changements potentiels, j'utilise donc une méthode conventionnelle de détection de contours qui permet de quantifier l'incertitude sur la position des contours détectés, contrairement aux méthodes utilisées dans les études précédentes (Hayes *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011c). Grâce à cette nouvelle analyse, je montre notamment qu'il n'est pas possible, en réalité, de mesurer des changements dans la position de la bordure d'Ontario Lacus compte tenu des incertitudes liées à la résolution des données (principalement des données infrarouges). Ce travail a donné lieu à une publication dans *Journal of Geophysical Research* (Cornet *et al.*, 2012b).

Dans une quatrième Partie, je discute des implications de mes études d'Ontario Lacus pour les autres lacs et les dépressions vides de Titan. J'y dresse un bilan des hypothèses les plus probables de formation des dépressions lacustres (volcanique, thermokarstique, karstique, évaporitique et karsto-évaporitique) dans un premier Chapitre, en présentant notamment les analogues terrestres

suggérés dans la littérature ainsi que leurs modes de formation respectifs. Les mécanismes semblant les plus appropriés pour expliquer la morphologie des dépressions lacustres de Titan sont les mécanismes thermokarstiques, karstiques et karsto-évaporitiques. L'hypothèse thermokarstique présenterait cependant plus de limitations que les hypothèses karstique et karsto-évaporitique. Dans le second Chapitre de cette Partie, je tente de déterminer si le climat sur Titan peut constituer un argument significativement discriminant pour les analogies avec les dépressions lacustres terrestres, et par extension, pour estimer le mécanisme de formation des dépressions lacustres le plus probable. Ce Chapitre repose sur l'étude de la définition des climats terrestres selon plusieurs classifications et sur les estimations de l'équilibre précipitation/évaporation sur Titan dérivées de divers modèles climatiques. Je montrerai dans ce Chapitre que le climat global de Titan semble relativement bien défini et compatible avec un mode de formation des dépressions lacustres par dissolution et évaporation, mais que, cependant, ses variations latitudinales sont peu contraintes. L'acquisition de nouvelles mesures expérimentales apparaît donc nécessaire afin de contraindre ces modèles climatiques.

Dans une cinquième Partie, je développe les perspectives des études menées durant cette thèse. Un premier Chapitre est dédié au volet expérimental auquel je participe depuis le séjour que j'ai effectué à l'*Arkansas Center for Space and Planetary Science* de Fayetteville (Arkansas, États-Unis). Ce séjour m'a permis de contribuer aux toutes premières mesures expérimentales des taux d'évaporation de liquides et à l'acquisition de spectres infrarouges de composés supposés présents à la surface de Titan, le tout dans les conditions pression/température simulées de la surface de Titan. Ces travaux ont donné lieu à deux publications en tant que co-auteur dans *Advances in Space Research* (Wasiak *et al.*, 2012a) et dans *Geophysical Research Letters* (Luspay-Kuti *et al.*, 2012). Je présente donc dans ce Chapitre ces mesures et leurs implications potentielles pour de futures études. Un second Chapitre est dédié à l'étude de morphologies d'érosion sur Titan potentiellement caractéristiques de morphologies de dissolution. Le recensement systématique et la cartographie de telles morphologies sur Titan permettrait d'apporter encore plus de crédibilité aux processus de dissolution invoqués pour la formation des dépressions lacustres de Titan. Dans le troisième et dernier Chapitre de cette Partie, je présente les perspectives concernant la cartographie de la surface de Titan à 5 μm avec l'instrument VIMS. Les premières cartographies présentées dans Cornet *et al.* (2012a) et Le Mouélic *et al.* (2012a) sont encourageantes, complémentaires, mais imparfaites. Dans ce Chapitre, je tente donc de concilier les méthodes de corrections photométriques développées durant cette thèse pour en faire une méthode de correction globale de la photométrie de la surface à 5 μm en utilisant les données infrarouges VIMS. Ces nouvelles corrections photométriques permettront de meilleures interprétations des structures géologiques vues dans les données VIMS. En conclusion, je dresse le bilan de ces trois années d'études en termes de méthodes d'analyse des données d'imagerie et de processus d'évolution de la surface de Titan.

Première partie

Titan : de Christiaan Huygens à nos jours

Chapitre 1

L'exploration de Titan avant la mission Cassini-Huygens

Le début de l'exploration de Titan date du 25 Mars 1655, date à laquelle l'astronome hollandais Christiaan Huygens (Fig. 1.1) découvrit par hasard le plus gros des satellites de Saturne. Huygens nomma alors le satellite *Luna Saturni* (lune de Saturne) avant que quelques années plus tard, entre 1673 et 1686, Jean-Dominique Cassini ne découvre quatre nouveaux satellites autour de Saturne. Titan est officiellement appelé Saturne VI après la découverte par William Herschel de deux satellites supplémentaires en 1789. Ce n'est qu'en 1847 que John Herschel propose que les satellites de Saturne soient finalement baptisés par des noms de Titans de la mythologie grecque. Depuis, les observations par des télescopes, au sol ou en orbite autour de la Terre, et l'exploration spatiale ont permis de mieux comprendre à quel point Titan est un satellite unique dans le Système Solaire. Je dresse dans ce Chapitre un bref état de l'art des connaissances accumulées grâce à ces observations sur Titan, à l'orée de la mission Cassini-Huygens.

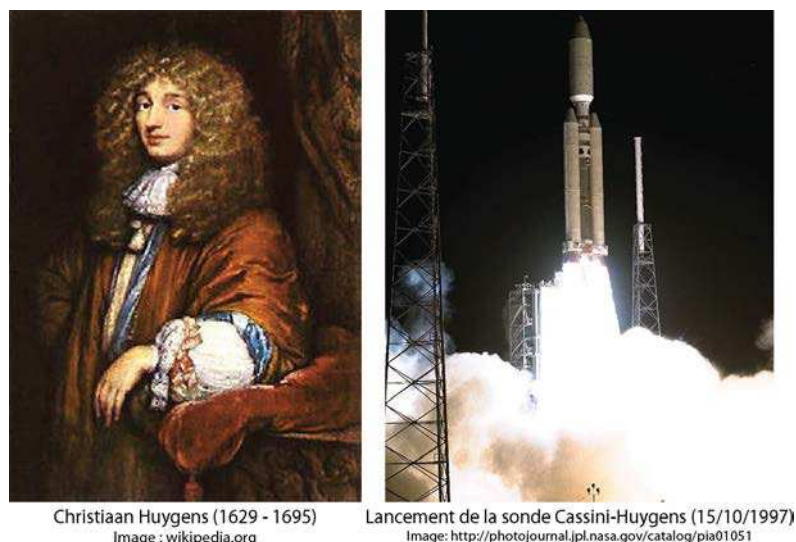


FIGURE 1.1 – Portrait de Christiann Huygens et photographie du lancement de la mission Cassini-Huygens. Crédits images : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

1.1 Les premières observations de Titan

Les premières observations de Titan depuis les télescopes au sol sont effectuées par Christiaan Huygens en 1655. Alors qu'il cherche à étudier les anneaux de Saturne, Huygens découvre la présence d'un point lumineux en mouvement à proximité de Saturne. Ses observations sont publiées en 1656 dans *De Saturni luna observatio nova*, où Titan prend le nom de *Luna Saturni*, ainsi qu'en 1659 dans *Systema Saturnium*, oeuvre regroupant tous ses travaux sur le système de Saturne. Titan prend son nom actuel en 1847, suite à la proposition de John Herschel de remplacer les désignations numériques par des noms de Titans, frères et soeurs de Chronos, équivalent de Saturne dans la mythologie grecque (Herschel, 1847).

En 1907, l'astronome catalan Josep Comas i Solá constate un faible assombrissement au limbe de Titan (effet de *limb darkening*). Cet effet d'assombrissement au limbe d'un satellite est un indice de la présence d'une atmosphère. L'idée que Titan pourrait posséder une atmosphère, portée par Comas i Solá (1908), éprouve cependant des difficultés à être acceptée étant données les limites techniques imposées par les observations de l'époque. Cette observation, représentée sur la Fig. 1.2, constitue néanmoins le premier argument en faveur de la présence d'une atmosphère sur Titan. L'effet d'assombrissement au limbe du satellite ne sera confirmé qu'en 1975 (Elliot *et al.*, 1975).

En 1925, Sir James Jeans, à l'aide de ses travaux sur les processus d'échappement des atmosphères planétaires, montre que Titan peut effectivement maintenir une atmosphère de basse température, comprise entre 60 et 100 K, malgré sa « petite » taille et son faible champ de gravité. Selon cette hypothèse, les gaz de masse moléculaire moyenne supérieure ou égale à 16 (comme le méthane par exemple) n'ont pas pu s'échapper depuis la formation de Titan. Ces travaux sont publiés plusieurs années plus tard (Jeans, 1955).

Par la suite, les observations de Titan visent principalement à identifier les gaz présents dans cette atmosphère, dont l'ammoniac (NH_3), l'argon (Ar), le neon (Ne), le diazote (N_2) et le méthane (CH_4). Les premières observations spectroscopiques de Titan depuis la Terre sont effectuées par l'astronome hollandais Gerard Kuiper durant l'hiver 1943-1944 au *McDonald Observatory* (Texas, États-Unis). Elles permettent la première détection de méthane (CH_4) dans l'atmosphère de Titan grâce à ses bandes d'absorption à 619 et 727 nm (Kuiper, 1944).

Dans les années 1970, l'observation de courbes de polarisation et de courbes photométriques de la lumière solaire réfléchiée par Titan (Veverka, 1973; Zellner, 1973; Rages et Pollack, 1980), ainsi que l'observation de son faible albédo dans les domaines du visible (Fink et Larson, 1979) et de l'infrarouge (Low et Rieke, 1974), laissent penser que l'atmosphère de Titan est en réalité épaisse et complexe. Elle ne serait pas simplement constituée de gaz moléculaires mais présenterait aussi une importante couverture nuageuse à base de méthane condensé (Veverka, 1973), voire un brouillard d'hydrocarbures plus complexes tels l'éthane (C_2H_6), l'éthylène (C_2H_4), l'acétylène (C_2H_2) (Danielson *et al.*, 1973; Gillett *et al.*, 1973; Gillett, 1975), ou des composés à chaînes carbonées bien plus longues (Sagan, 1971; Khare et Sagan, 1973). Ces composés, par la suite baptisés « tholins » par Khare *et al.* (1984a) et Khare *et al.* (1984b), seraient synthétisés par photodissociation du méthane de l'atmosphère (Khare et Sagan, 1973; Strobel, 1974; Khare *et al.*, 1984a,b). Bien que la composition exacte de l'atmosphère reste incertaine, avec des modèles privilégiant comme

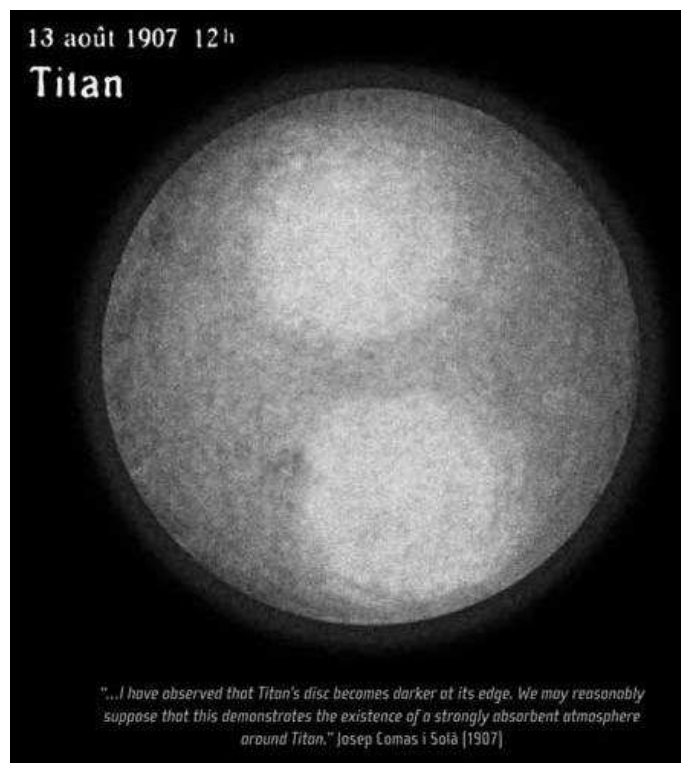


FIGURE 1.2 – Croquis de l’observation de l’assombrissement au limbe de Titan réalisé par [Comas i Solà \(1908\)](#). Image : couverture du *Cassini-Huygens Project : Huygens Legacy and Future Titan Exploration*, conférence tenue à Barcelone (Janvier 2010).

consituant majeur soit le méthane ([Danielson et al., 1973](#); [Caldwell, 1977](#)), soit le diazote (issu de la photodissociation possible de l’ammoniac NH_3) ([Hunten, 1978](#)), l’idée d’une photochimie très active dans l’atmosphère de Titan émerge.

1.2 Les missions spatiales Pioneer 11, Voyager 1 et Voyager 2

1.2.1 Données de la sonde Pioneer 11

Le premier survol de Titan par une sonde spatiale est réalisé par la sonde Pioneer 11 en Septembre 1979, à une altitude de 363 000 km. Les observations alors effectuées permettent d'étudier l'assombrissement au limbe et la polarisation de la brume de Titan (Tomasko, 1980; Tomasko et Smith, 1982), d'estimer le rayon (Smith, 1980) et la masse (Anderson *et al.*, 1980) de Titan, ainsi que d'identifier potentiellement une signature magnétique (Jones *et al.*, 1980). L'image de Titan acquise par Pioneer 11 est représentée sur la Fig. 1.3a. Titan y apparaît comme une boule jaune-orangée à cause de la présence de son épaisse atmosphère comprenant des aérosols.

1.2.2 Données des sondes Voyager

De nouvelles données spatiales sont ensuite acquises lors des survols de Titan par les sondes Voyager 1, en Novembre 1980 à une altitude de 6969 km (Smith *et al.*, 1981), et Voyager 2, en Août 1981 à une altitude de 663 385 km (Smith *et al.*, 1982). Les données des missions Voyager permettent alors un véritable bond en avant pour l'exploration de Titan.

Les images acquises par les deux sondes (Figs. 1.3b et c) constituent les images les plus précises de Titan jusqu'à l'arrivée de la sonde Cassini-Huygens, plus d'une vingtaine d'années plus tard. Ces images révèlent la présence d'hétérogénéités dans la teneur en aérosols de la brume, la surface de Titan étant toujours masquée par cette épaisse brume orangée et opaque dans le domaine du visible. Il faut cependant noter que le retraitement tardif des images acquises par les sondes Voyager par Richardson *et al.* (2004) permet finalement de constituer des cartes d'albédo de la surface de Titan. L'essentiel des travaux liés aux données Voyager porte sur les propriétés physiques (taille, constantes optiques, forme) des aérosols de l'atmosphère de Titan (Rages *et al.*, 1983; West et Smith, 1991; Cabane *et al.*, 1992, 1993) et leur répartition en latitude et en altitude (Smith *et al.*, 1981; Rages et Pollack, 1983; Rannou *et al.*, 1997), avec notamment l'identification d'une couche d'aérosols détachée de la couche principale (Fig. 1.3d) à une altitude d'environ 300-350 km (Smith *et al.*, 1981; Rages et Pollack, 1983).

Les données du spectromètre infrarouge IRIS (*InfraRed Interferometer Spectrometer*) à bord de la sonde Voyager 1 apportent aussi de nouvelles contraintes sur la composition de l'atmosphère. Elles permettent notamment l'identification de méthane (CH_4), d'acétylène (C_2H_2), d'éthylène (C_2H_4), d'éthane (C_2H_6), de cyanure d'hydrogène (HCN) et de nombreux autres hydrocarbures (Hanel *et al.*, 1981; Kunde *et al.*, 1981; Maguire *et al.*, 1981; Courtin, 1982; Kim et Caldwell, 1982; Samuelson *et al.*, 1983; Coustenis *et al.*, 1989a,b; Coustenis et Bézard, 1995; Coustenis *et al.*, 1999). Ces observations confirment la détection de méthane faite par Kuiper (1944) ainsi que les hypothèses concernant la composition complexe de la couche d'aérosols supposée présente au sein de l'atmosphère (Danielson *et al.*, 1973; Gillett *et al.*, 1973; Gillett, 1975). Coustenis et Bézard (1995) quantifient ces composés et constatent une asymétrie dans la répartition Nord-Sud des gaz, asymétrie déjà visible dans les images acquises par les sondes Voyager 1 et Voyager 2 (Fig. 1.3b et c) (Sromovsky *et al.*, 1981). Cette asymétrie pourrait témoigner de variations

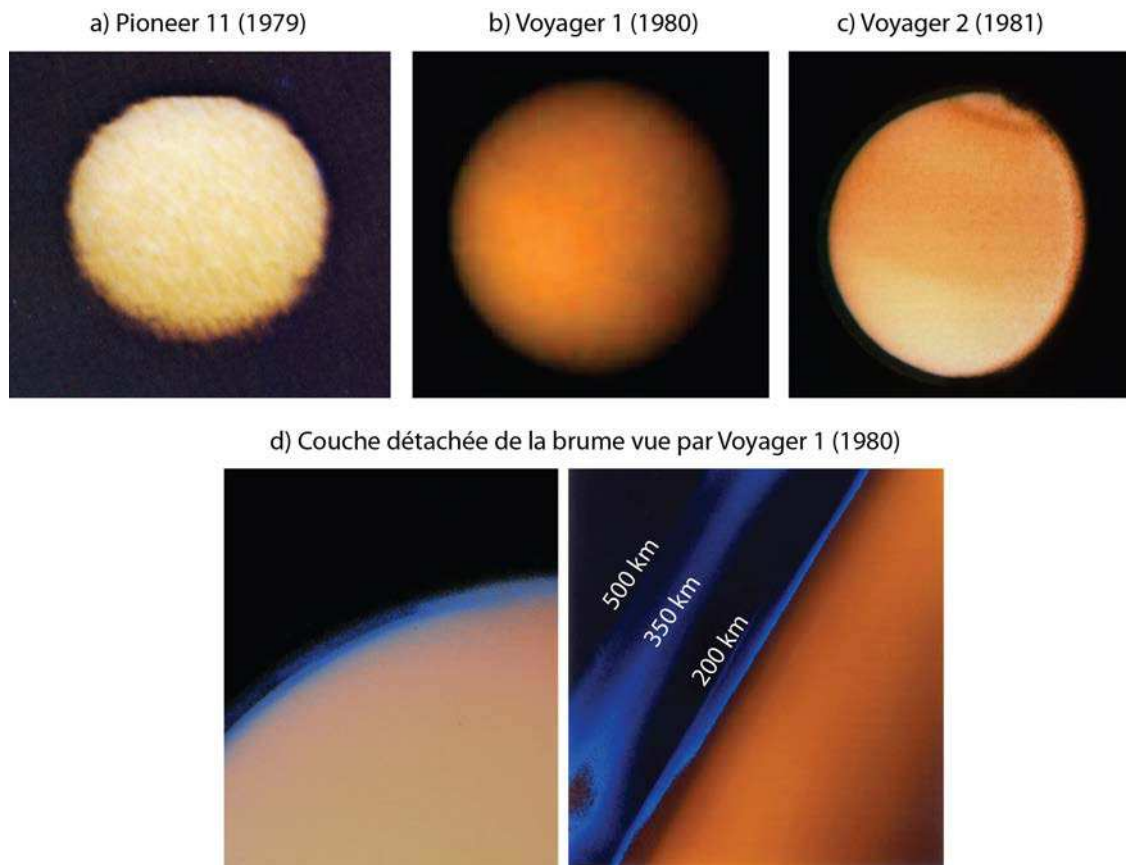


FIGURE 1.3 – **a-c)** Images globales de Titan acquises par les sondes Pioneer 11 et Voyager. **a)** Image de Titan acquise par la sonde Pioneer 11 en 1979. **b)** Image de Titan acquise par la sonde Voyager 1 en 1980. **c)** Image de Titan acquise par la sonde Voyager 2 en 1981. **d)** Images de la couche détachée d'aérosols vue par Voyager 1. Crédits images d'origine : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

saisonnnières de composition de l'atmosphère en fonction de la latitude.

L'analyse des données radio du *Radio Science Subsystem* (RSS) de la sonde Voyager 1 par [Tyler *et al.* \(1981\)](#) montre que l'atmosphère de Titan est majoritairement composée de diazote N_2 . Cette estimation est confirmée par la détection de N_2 , N et N^+ par l'instrument *UltraViolet Spectrometer* (UVS) ([Broadfoot *et al.*, 1981](#); [Strobel et Shemansky, 1982](#)) et de composés impliquant des atomes d'azote par l'instrument IRIS ([Kunde *et al.*, 1981](#)).

Un profil de température au travers de l'atmosphère est établi suite aux mesures d'occultations radio de Voyager 1 par Titan, en supposant une atmosphère constituée principalement de N_2 ([Lindal *et al.*, 1983](#); [Lellouch *et al.*, 1989](#)). La température de l'atmosphère ainsi déterminée à proximité de la surface est de 94 K ([Lindal *et al.*, 1983](#)) ou de 93-101 K ([Lellouch *et al.*, 1989](#)), ce qui est cohérent avec la température de 94-97 K déterminée par [Samuelson *et al.* \(1981\)](#) à l'aide des données IRIS et de calculs de transfert radiatif. La pression de surface estimée selon cette même hypothèse d'atmosphère principalement constituée de diazote est de 1,49 bar ([Lindal *et al.*, 1983](#)). Les données radio permettent d'estimer une nouvelle valeur du rayon de Titan égale à 2575 km ([Lindal *et al.*, 1983](#)), valeur servant actuellement de référence.

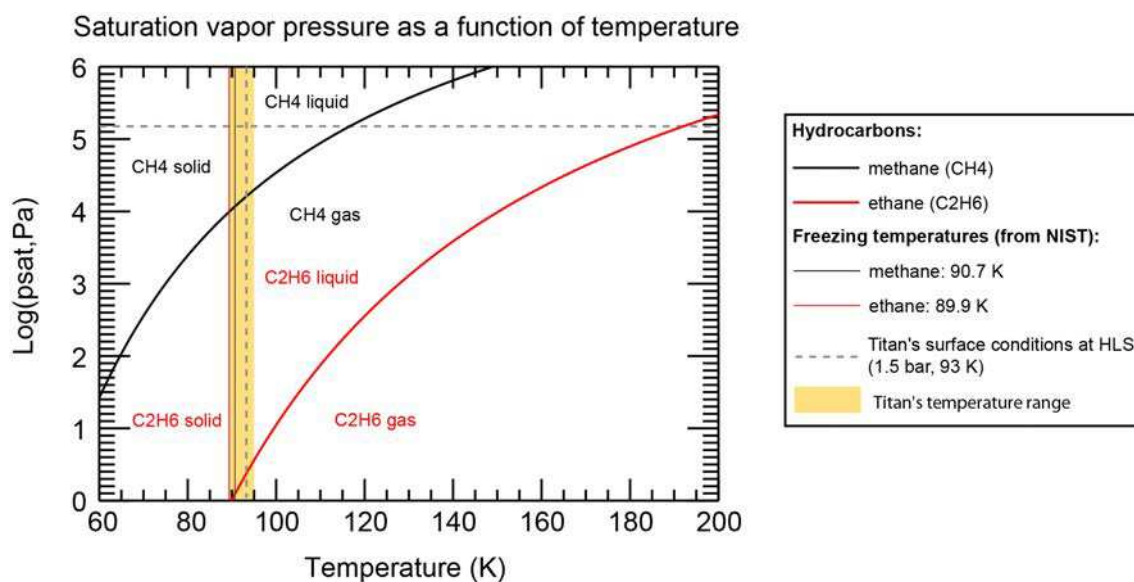


FIGURE 1.4 – Diagrammes de phase du méthane (CH₄) et de l'éthane (C₂H₆) dans les conditions de surface de Titan (en jaune). Les courbes noire (méthane) et rouge (éthane) représentent les pression de vapeur saturante à l'équilibre entre les différentes phases des composés en fonction de la température. Lorsque la pression excède la pression de vapeur saturante, le composé passe de l'état gazeux à l'état solide ou liquide en fonction des températures de fusion des composés (droites rouge et noire). Données sources : sites <http://www.therc.org> et <http://webbook.nist.gov>. Les pointillés gris représentent les conditions pression/température enregistrées au site d'atterrissage du module Huygens de la mission Cassini-Huygens.

Suite à ces observations, un nouveau modèle photochimique incorporant le diazote comme composant majoritaire de l'atmosphère est élaboré (Yung *et al.*, 1984). Ce modèle suppose que le méthane de l'atmosphère se photodissocie de manière irréversible sur des échelles de temps de l'ordre de 10 à 100 Ma, au profit de la création de nouveaux hydrocarbures plus complexes, principalement de l'éthane et de l'acétylène, jusqu'à la formation d'aérosols. La présence de méthane dans l'atmosphère actuelle implique donc un mécanisme de réapprovisionnement en méthane sur des échelles de temps géologiques à partir d'un réservoir plus conséquent que l'atmosphère elle-même. Ce problème n'est toujours pas résolu de nos jours. Les conditions pression-température estimées à la surface de Titan, ainsi que la nature des composés présents dans l'atmosphère (méthane et éthane) donnent lieu aux premières spéculations concernant la géologie de Titan. Le méthane et l'éthane pouvant rester à l'état de liquides dans les conditions de surface sur Titan (Fig. 1.4), l'existence d'un océan global d'hydrocarbures, analogue aux océans d'eau liquide terrestres, de quelques kilomètres de profondeur et principalement constitué d'éthane, de méthane et de diazote, est alors envisagée (Sagan et Dermott, 1982; Flasar, 1983; Lunine *et al.*, 1983; Dubouloz *et al.*, 1989). Des hydrocarbures solides pourraient y être dissous (Dubouloz *et al.*, 1989).

1.3 Les télescopes spatiaux et au sol

L'exploration de Titan avant la mission Cassini-Huygens ne s'arrête pas aux sondes Pioneer et Voyager. Les observations réalisées dans les années 1990 grâce aux télescopes au sol et aux télescopes spatiaux permirent d'aller encore plus loin dans la compréhension d'aspects jusqu'ici inconnus de Titan, et en particulier dans l'imagerie de sa surface.

1.3.1 Données acquises depuis le sol

La première mesure de réflectivité radar de la surface de Titan à une longueur d'onde de 3,5 cm, effectuée par Muhleman *et al.* (1990) grâce à une antenne émettrice en Californie et au *Very Large Array* (VLA, Nouveau Mexique) comme antenne réceptrice, se révèle en incohérence avec l'hypothèse de la présence d'un océan global d'hydrocarbures (Lunine *et al.*, 1983) et démontre que la surface de Titan est en réalité hétérogène. Une seconde observation par radiotélescope à l'*Arecibo Observatory* (Puerto Rico) montre cependant de multiples réflexions spéculaires de la surface à une longueur d'onde de 12,6 cm, compatibles avec l'existence de matériaux lisses à l'échelle de plusieurs centimètres et interprétés comme de possibles lacs présents aux basses latitudes Sud de Titan (Campbell *et al.*, 2003). Le réservoir liquide supposé présent à la surface de Titan ne serait donc pas aussi étendu qu'envisagé jusqu'alors.

De nombreuses observations depuis la Terre sont aussi réalisées dans le proche infrarouge, à des longueurs d'ondes centrées à 0,94, 1,08, 1,28, 1,57, 2 et 5 μm , où la surface de Titan semble visible au travers de l'atmosphère et de la brume d'aérosols (Griffith *et al.*, 1991; West et Smith, 1991; Griffith, 1993; Lemmon *et al.*, 1993, 1995; Griffith *et al.*, 2003; Lellouch *et al.*, 2003; Negrão *et al.*, 2006). Ces longueurs d'ondes sont appelées fenêtres atmosphériques et sont utilisées afin de dériver l'albédo de la surface de Titan.

En réalisant des observations depuis le site du *Infrared Telescope Facility* (IRTF, Mauna Kea, Hawaii) en Juillet 1989, Griffith *et al.* (1991) constatent aussi l'absence d'un océan global d'hydrocarbures et déterminent que la surface de Titan est probablement constituée de glace d'eau « contaminée » par un matériau sombre (composés organiques ou tholins). Des observations plus tardives réalisées à l'IRTF et au *United Kingdom Infrared Telescope* (UKIRT, Mauna Kea, Hawaii) (Griffith *et al.*, 2003), ainsi qu'au *Canada-France-Hawaii Telescope* (CFHT, Mauna Kea, Hawaii) (Negrão *et al.*, 2006), tendent à confirmer la présence de glace d'eau en surface.

Les observations ultérieures par les télescopes au sol CFHT, W. M. Keck I et II (*W. M. Keck Observatory*, Mauna Kea, Hawaii), *Very Large Telescope* (VLT, *European Space Observatory* ESO, Désert de l'Atacama, Chili), ou Gemini (*Gemini Observatory*, Mauna Kea, Hawaii), équipés ou non d'optiques adaptatives, permettent alors d'imager la surface de Titan dans les fenêtres atmosphériques ainsi que son atmosphère (Combes *et al.*, 1997; Gibbard *et al.*, 1999; Coustenis *et al.*, 2001; Roe *et al.*, 2002a; Gendron *et al.*, 2004; Hartung *et al.*, 2004; Roe *et al.*, 2004a; Coustenis *et al.*, 2005; Hirtzig *et al.*, 2005) (Fig. 1.5). Roe *et al.* (2002a) mettent ainsi en évidence l'existence d'un « collier » de brume au Pôle Sud (Fig. 1.6), similaire à celui vu par Voyager 2 au niveau du Pôle Nord une vingtaine d'années plus tôt (Smith *et al.*, 1982). Ce renversement de

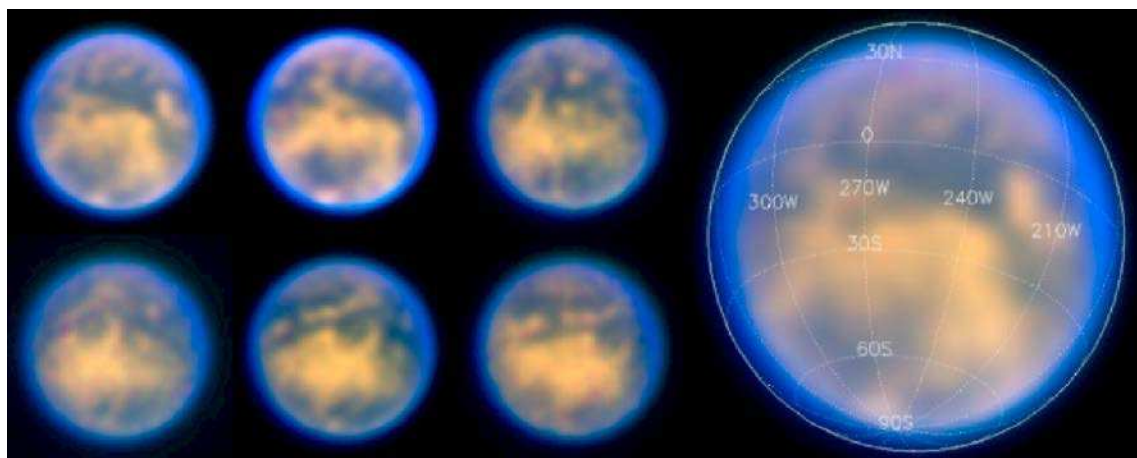


FIGURE 1.5 – Images en fausses couleurs de la surface de Titan acquises dans la fenêtre atmosphérique à $1,6 \mu\text{m}$ (R : $1,575 \mu\text{m}$, V : $1,600 \mu\text{m}$, B : $1,625 \mu\text{m}$) durant 6 observations de nuit en 2004 au VLT, avec le système d'optique adaptative NAOS-CONICA en mode SDI (*Simultaneous Differential Imager*). Ce mode permet l'acquisition simultanée de deux images dans les fenêtres atmosphériques et de deux images dans les bandes d'absorption du méthane. Image : [Hartung et al. \(2004\)](#).

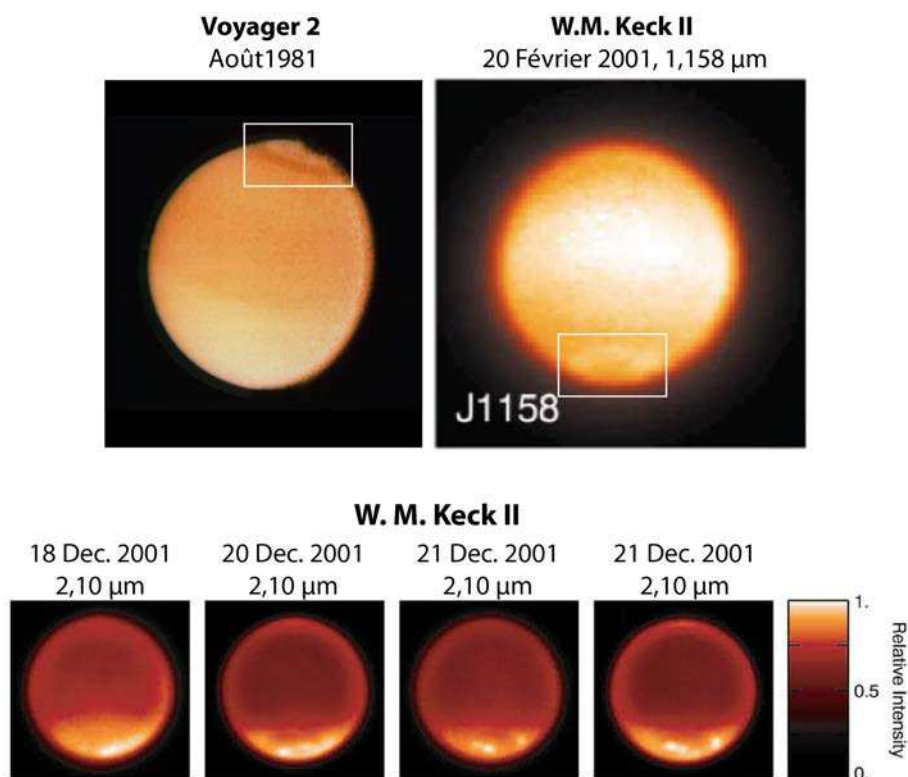


FIGURE 1.6 – Observations de phénomènes atmosphériques dans les images du télescope au sol W. M. Keck II équipé d'optiques adaptatives et comparaison avec les données de la sonde Voyager 2. Le « collier » de nuages ou de brume présent au Nord lors du passage de Voyager en 1981 se trouve au Sud lors des observations réalisées en 2001 au W. M. Keck II (rectangles blancs). L'activité nuageuse observée par les télescopes au sol est confinée à l'hémisphère Sud de Titan, et particulièrement dans la région polaire Sud. Images d'origine : [Roe et al. \(2002a,b\)](#).

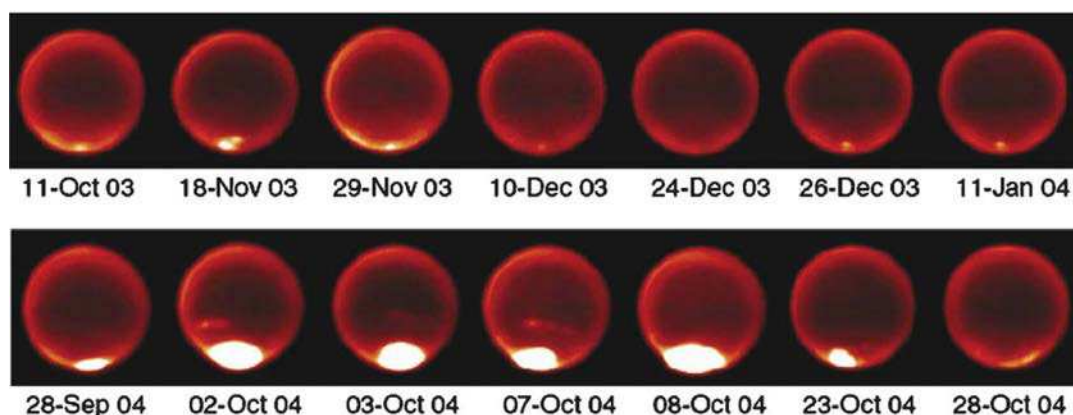


FIGURE 1.7 – Observation de larges événements nuageux comparées aux observations de l’activité nuageuse habituelle dans l’hémisphère Sud de Titan par le W. M. Keck II équipé d’optiques adaptatives. Image : [Schaller et al. \(2006a\)](#), modifiée.

l’activité atmosphérique serait la preuve physique de changements saisonniers sur Titan. [Roe et al. \(2004b\)](#) constatent aussi un enrichissement en éthylène (C_2H_4) en direction des régions polaires Sud. Une vingtaine d’années plus tôt, cet enrichissement était constaté en direction des régions polaires Nord ([Coustenis et Bézard, 1995](#)). Ce renversement dans la composition chimique de l’atmosphère constitue cette fois un indice chimique de changements saisonniers sur Titan.

Une intense activité nuageuse est aussi observée au niveau du Pôle Sud ([Griffith et al., 1998](#); [Brown et al., 2002](#); [Roe et al., 2002b](#)). L’activité nuageuse perdure à l’heure actuelle et est toujours suivie depuis les télescopes au sol, avec notamment l’observation de larges événements nuageux proches du Pôle Sud en Octobre 2004 ([Schaller et al., 2006a](#)) (Fig. 1.7), immédiatement suivis par leur disparition de Novembre 2004 à Avril 2005 ([Schaller et al., 2006b](#)). Des événements nuageux plus récents, en 2008, sont aussi répertoriés aux basses latitudes, jusqu’alors non couvertes de nuages ([Schaller et al., 2009](#)). Je reviendrai sur le suivi de l’activité nuageuse et ses implications, notamment dans la mise en évidence de l’existence de saisons et de tempêtes sur Titan, dans la Section 10.2.

1.3.2 Données acquises depuis les télescopes spatiaux

Lancés respectivement en 1990 et en 1995, les télescopes spatiaux HST (*Hubble Space Telescope*, ESA-NASA) et ISO (*Infrared Space Observatory*, ESA), opérant de l’UV à l’infrarouge proche et de l’infrarouge moyen à lointain, apportent aussi de nouvelles contraintes sur la surface et l’atmosphère de Titan. Tout d’abord, la comparaison entre les images de l’atmosphère acquises par le HST en 1990 et celles acquises par les sondes Voyager en 1980 et 1981 ([Sromovsky et al., 1981](#)) révèlent que l’assymétrie Nord - Sud de l’albédo de l’atmosphère, avec un hémisphère Sud plus brillant que l’hémisphère Nord, s’est inversée ([Caldwell et al., 1992](#)). Cette inversion est un fort indice de changements saisonniers entre la sortie de l’hiver (données Voyager) et l’été (données HST) dans l’hémisphère Nord.

La première image de la surface de Titan acquise depuis l’orbite terrestre est publiée par [Smith](#)

et al. (1996). Elle résulte de 14 observations de Titan effectuées en Octobre 1994 par le HST avec la caméra grand angle WFPC-2 (*Wide-Field Planetary Camera 2*) associée à des filtres opérant dans les fenêtres atmosphériques à 9,4 et 1,08 μm . Une seconde observation réalisée par la caméra NICMOS (*Near Infrared Camera and Multi-Object Spectrometer*) du HST à 1,08, 1,65 et 2,04 μm permet d'acquérir des cartes plus détaillées de la surface (*Meier et al.*, 2000). Ces dernières cartes (Fig. 1.8) permettent la détection de deux zones anormalement brillantes entre 90°W et 180°W (représentées en rouge sur la Fig. 1.8) dont la plus grande, centrée à environ 110°W, sera par la suite baptisée Xanadu.

Coustenis et al. (2003) utilisent les observations ISO de 1997 pour déterminer une composition et une structure thermique plus précises de la stratosphère de Titan à partir de données acquises par le *Short Wavelength Spectrometer* SWS, la caméra infrarouge ISOCAM et le photo-polarimètre ISOPHOT, dans le moyen infrarouge, entre 7 et 30 μm . D'autres observations réalisées la même année par l'ISO avec les instruments SWS et ISOPHOT permettent de découvrir la double fenêtre atmosphérique à 2,8 μm , jusqu'ici inconnue, et d'estimer des valeurs d'opacité de la brume, de l'abondance du méthane et de l'albédo de la surface (celui-ci étant cohérent avec l'hypothétique présence de glace d'eau en surface) (*Coustenis et al.*, 2006).

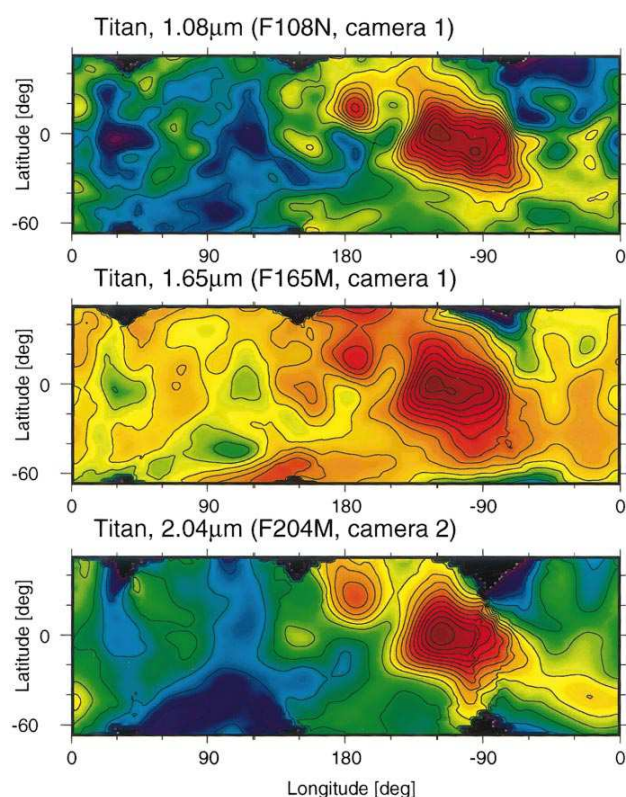


FIGURE 1.8 – Cartes d'albédo relatif à 1,08, 1,65 et 2,04 μm acquises par la caméra NICMOS du HST en projection cylindrique. Les contours correspondent à des variations de 3σ dans l'albédo relatif de la surface. En rouge : fort albédo, en bleu : faible albédo. Image : *Meier et al.* (2000).

1.4 Synthèse

À l'orée de la mission Cassini-Huygens, Titan constitue l'un des satellites les plus attractifs du Système Solaire. Son épaisse atmosphère est composée essentiellement de diazote et de méthane et est photochimiquement très active. Les conditions de pression et de température régnant en surface sont proches du point triple du méthane et dans le domaine de stabilité de l'éthane liquide. Selon les modèles photochimiques et thermodynamiques, il pourrait donc exister des hydrocarbures liquides en surface, dont la composition repose sur le méthane et l'éthane liquides. À l'exception de la Terre, Titan serait ainsi l'unique corps du Système Solaire à posséder des lacs, des mers, voire un océan liquide en surface. Ma thèse s'inscrit dans l'optique de comprendre la géologie de Titan, à travers l'étude de ses réservoirs liquides (géomorphologie des réservoirs, études par imagerie et études expérimentales de la stabilité des liquides), et ainsi de déterminer à quel point le cycle des liquides et ses implications sur l'évolution de la surface est comparable entre Titan et la Terre.

Pour ce faire, j'ai utilisé les données d'une nouvelle mission spatiale, la mission Cassini-Huygens, pleinement adaptée à l'observation de Titan et de sa surface. Alors que la composition, la structure ou même l'activité nuageuse de l'atmosphère de Titan sont étudiées en détail à partir des données des missions Pioneer et Voyager ainsi que grâce aux télescopes au sol et en orbite, il n'existe que peu d'information concernant la surface. En effet, la surface de Titan est quasiment complètement masquée par l'atmosphère (absorption par le méthane, diffusion par les aérosols) et ne laisse transparaître que quelques informations à quelques longueurs d'ondes dans le domaine de l'infrarouge. Bien que les technologies pour observer Titan évoluent avec la conception de la mission Cassini-Huygens, les problèmes rencontrés lors de l'observation de la surface à travers l'épaisse atmosphère sont théoriquement les mêmes : d'importants effets d'absorption et de diffusion atmosphériques. Une partie de mon travail de thèse porte donc sur le développement d'une méthode de correction empirique des effets atmosphériques dans les données infrarouges (VIMS) de la sonde Cassini afin d'interpréter les images de la surface.

Chapitre 2

La mission Cassini-Huygens

Jusqu'en 2004, les connaissances disponibles sur Titan résultent d'études depuis la Terre (téléscopes au sol ou en orbite) et depuis les sondes spatiales envoyées dans la partie externe du Système Solaire (Pioneer 11, Voyager 1 et 2). À partir de 2004, les données acquises pendant la mission Cassini-Huygens (Fig. 2.1), née de la collaboration entre la NASA, l'ESA et l'Agence Spatiale Italienne (ASI), vont permettre une véritable révolution pour l'étude de Titan. Dans ce Chapitre je décris brièvement les principaux objectifs scientifiques de cette mission, l'instrumentation scientifique embarquée ainsi que la chronologie de la mission (Lebreton et Matson, 2002; Matson *et al.*, 2002; Lebreton *et al.*, 2005; Harland, 2007).

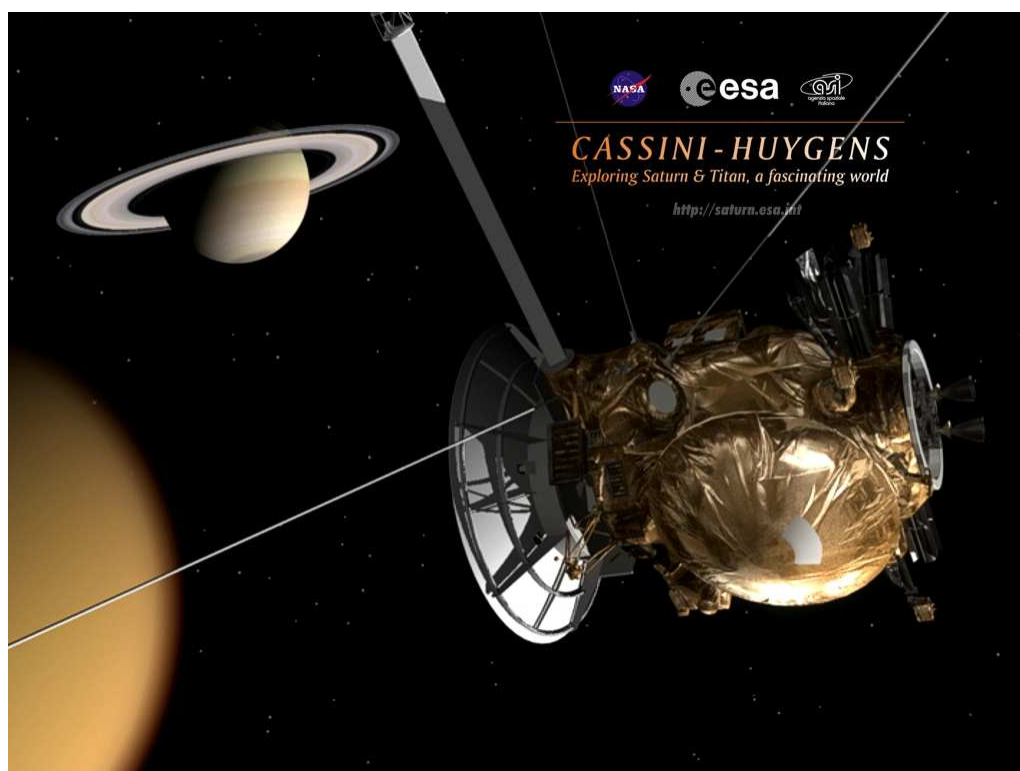


FIGURE 2.1 – Vue d'artiste de la sonde Cassini survolant Titan, satellite de Saturne. Crédits image : ESA.

2.1 Contexte et objectifs scientifiques de la mission Cassini-Huygens

2.1.1 Contexte de la mission Cassini-Huygens

La mission Cassini-Huygens naît en 1982 d'une collaboration de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), de l'ESA (*European Space Agency*) et de l'ASI (*Agenzia Spaziale Italiana*). Son but est d'étudier le système de Saturne, ses anneaux, ses satellites, avec une priorité pour Titan. Elle se compose de l'orbiteur Cassini (en hommage à Jean-Dominique Cassini, qui découvrit la division des anneaux de Saturne ainsi que quatre des satellites de Saturne dans les années 1670) ; et de l'atterrisseur Huygens (en hommage à Christiaan Huygens, qui découvrit Titan en 1655). L'orbiteur Cassini et l'atterrisseur Huygens sont représentés sur la Fig. 2.2.

La sonde Cassini mesure environ 7 mètres de haut et pèse environ 2,1 tonnes (sans carburant, environ 5,7 tonnes avec carburant). Elle est construite au JPL/NASA et est principalement américaine. L'ESA et l'ASI apportent leur aide sur le module de relais du module Huygens (contribution de l'ESA) et sur l'antenne haut gain servant à relayer les communications vers la Terre ainsi que pour les observations au RADAR, le spectromètre VIMS et l'instrument RSS (contributions de l'ASI).

Le module Huygens, en revanche, est exclusivement européen (ESA). Il mesure environ 3 mètres de diamètre et pèse environ 350 kilogrammes. L'ASI contribue au développement de l'instrument HASI, destiné à sonder l'atmosphère de Titan durant la descente du module Huygens. Le coût total de la mission pour envoyer ces 6 tonnes de matériel (Cassini+Huygens+carburant) à environ 1,5 Milliards de kilomètres de la Terre (10 fois la distance Terre-Soleil) et traiter par la suite les données acquises est évalué à 3,3 Milliards de dollars ($\simeq 80\%$ NASA, $\simeq 15\%$ ESA et $\simeq 5\%$ ASI).

2.1.2 Objectifs scientifiques

Les données accumulées grâce aux observations depuis les sondes spatiales, la surface et l'orbite terrestre ont permis d'améliorer la connaissance de Titan, et de justifier l'importance d'une mission si ambitieuse. Cependant, plusieurs questions restent en suspens concernant les propriétés de Titan. La mission Cassini-Huygens doit donc répondre aux questions principales suivantes (Coustenis *et al.*, 2009) :

- D'où vient l'atmosphère de Titan et pourquoi est-elle si unique dans le Système Solaire ?
- Quel est le degré de complexité atteint par la chimie sur Titan ?
- Quelle est la nature, la composition et la topographie de la surface de Titan ?
- Comment se déroule la circulation atmosphérique sur Titan ? Comment le cycle des hydrocarbures peut-il être le mieux décrit et où se situe le réservoir de méthane qui permet le réapprovisionnement de l'atmosphère ?

Afin de répondre à ces questions, les objectifs suivants doivent être remplis à l'aide des instruments de la mission Cassini-Huygens :

- Déterminer les abondances des constituants atmosphériques (gaz nobles inclus),

- Déterminer les rapports isotopiques des constituants abondants pour contraindre les scénarios de formation et d'évolution de Titan et de son atmosphère,
- Observer la distribution verticale et horizontale des gaz en trace,
- Détecter de nouvelles molécules,
- Explorer les énergies sources pour la chimie atmosphérique,
- Étudier la formation, la composition et la distribution des aérosols,
- Produire des cartes de vents et de températures globales, explorer la physique des nuages, la circulation générale et les effets saisonniers dans l'atmosphère de Titan,
- Rechercher la présence d'éclairs,
- Déterminer l'état physique, la topographie et la composition de la surface,
- Dédire la structure interne de Titan,
- Explorer la haute atmosphère, son ionisation et son rôle comme source de matériaux neutres et ionisés pour la magnétosphère de Saturne.



FIGURE 2.2 – La sonde Cassini et le module Huygens. La sonde Cassini mesure 7 m de hauteur. Image : <http://www.lesia.obspm.fr>, modifiée.

2.2 Instrumentation scientifique à bord de la mission Cassini-Huygens

2.2.1 La sonde Cassini

La sonde Cassini est équipée de 12 instruments scientifiques (Fig. 2.3). Ces 12 instruments sont répartis selon 3 groupes ou « thèmes » : les instruments d'optique (CIRS, ISS, UVIS, VIMS), de micro-ondes (RADAR, RSS) et de mesure de champs/particules/ondes (CAPS, CDA, INMS, MAG, MIMI, RPWS).

Le *Composite InfraRed Spectrometer* (CIRS) est composé de deux interféromètres ayant pour but de mesurer les phénomènes d'émission par les atmosphères, les anneaux et les surfaces, dans le domaine de l'infrarouge thermique entre $7\text{ }\mu\text{m}$ et 1 mm , afin d'en déduire leur composition et leur température (Flasar *et al.*, 2004).

L'*Imaging Science Subsystem* (ISS) est un instrument composé de deux caméras haute résolution équipées de divers filtres opérant entre $0,2$ et $1,1\text{ }\mu\text{m}$. ISS a pour but l'étude des atmosphères de Saturne et de Titan, des surfaces des satellites de glace et des anneaux de Saturne (Porco *et al.*, 2004). L'instrument ISS sera présenté dans la Section 5.2.

L'*UltraViolet Imaging Spectrograph* (UVIS) est composé de 4 télescopes opérant dans le domaine de l'Ultra-Violet (UV) entre $55,8$ et 190 nm . Son but est d'aider à déterminer la composition, la distribution, la teneur en aérosols et la température des atmosphères dans le système de Saturne (Esposito *et al.*, 2004).

Le *Visual and Infrared Mapping Spectrometer* (VIMS) est un spectro-imageur opérant entre $0,35$ et $5,1\text{ }\mu\text{m}$ et ayant pour but de cartographier et d'identifier la composition chimique des atmosphères, des anneaux et des surfaces des satellites de Saturne. Il est composé de deux détecteurs (l'un dans le domaine du visible, l'autre dans le domaine de l'infrarouge) (Brown *et al.*, 2004). C'est sur l'analyse des données collectées par cet instrument que le LPGNantes est principalement impliqué. L'instrument VIMS sera présenté dans la Section 5.3.

Le *Cassini Radar* (RADAR) est un radar fonctionnant en bande Ku ($2,17\text{ cm}$, $13,78\text{ GHz}$). Il sert à étudier la surface de Titan en acquérant 4 types de données : imagerie SAR, altimétrie, radiométrie, diffusimétrie (Elachi *et al.*, 2004). Le RADAR sera présenté dans la Section 6.2.

Le *Radio Science Subsystem* (RSS) sert à étudier les compositions, les pressions et les températures au sein des atmosphères et des ionosphères, la structure radiale et la distribution en taille des particules des anneaux, les masses des corps ou systèmes planétaires ainsi que les ondes de gravité. RSS utilise le système de communication radio de Cassini ainsi que les antennes réceptrices au sol pour des mesures de réfractions, de décalages Doppler, ou de modifications des signaux radios engendrés lors d'occultations de la sonde par un corps planétaire (Kliore *et al.*, 2004).

Le *Cassini Plasma Spectrometer* (CAPS) est un instrument qui mesure les flux d'ions et d'électrons en fonction de leurs masse et énergie par charge, ainsi que leur angle d'arrivée par rapport à la sonde, dans le but d'explorer les molécules provenant de l'ionosphère de Saturne, d'étudier le champ magnétique de Saturne, son plasma (particules ionisées) et les vents solaires présents dans cette magnétosphère (Young *et al.*, 2004).

Le *Cosmic Dust Analyser* (CDA) a pour but de délivrer des observations directes de matière

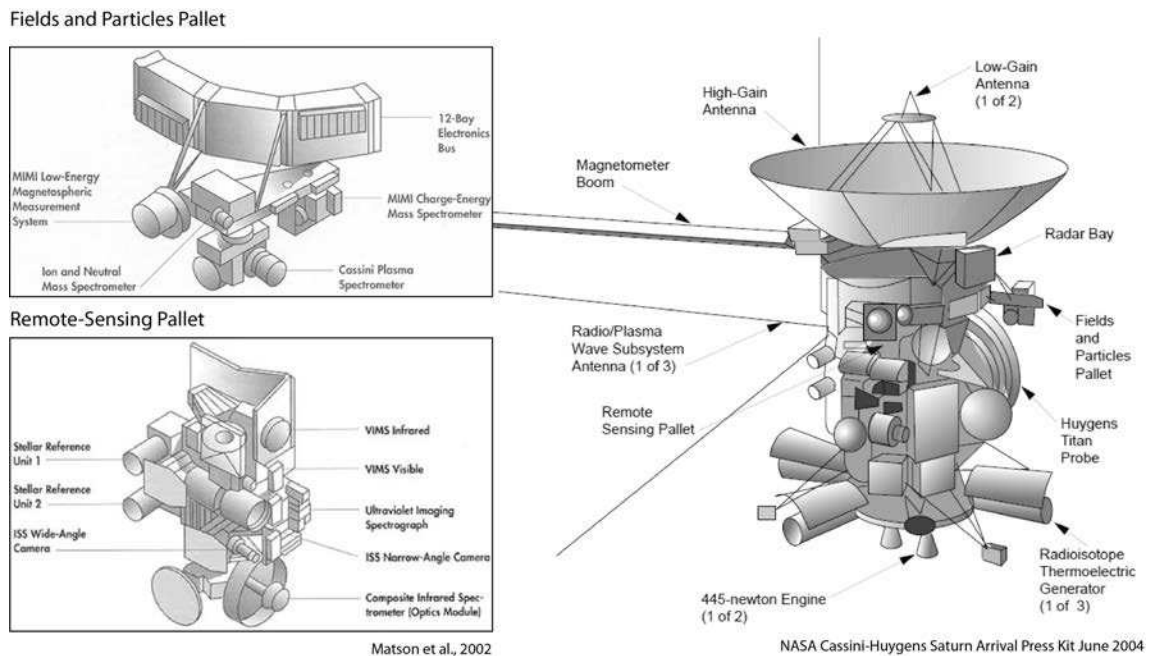


FIGURE 2.3 – Schéma de la sonde Cassini avec l'emplacement des différents instruments. Sources : [Matson et al. \(2002\)](#) et [NASA \(2004\)](#).

particulière dans le système de Saturne, et d'explorer les propriétés physiques, chimiques et dynamiques de ces particules, ainsi que leurs interactions avec les anneaux de Saturne, les satellites de glace et la magnétosphère de Saturne ([Srama et al., 2004](#)).

L'*Ion and Neutral Mass Spectrometer* (INMS) a pour but de mesurer la structure et la composition des ions positifs et espèces neutres dans la haute atmosphère de Titan, la magnétosphère de Saturne, les satellites de glace et les anneaux ([Waite et al., 2004](#)).

Le *dual technique MAGnetometer* (MAG) a pour but de permettre le développement d'un modèle 3D de la magnétosphère de Saturne, de déterminer l'état magnétique de Titan, de son atmosphère et des autres satellites de glace et leurs interactions avec la magnétosphère de Saturne ([Dougherty et al., 2004](#)).

Le *Magnetospheric IMaging Instrument* (MIMI) doit mesurer la composition, l'état de charge et la distribution en énergie des ions et électrons, détecter les espèces neutres et effectuer de l'imagerie à distance de la magnétosphère de Saturne, afin d'en déduire la configuration globale et la dynamique de la magnétosphère de Saturne, et ses interactions avec les vents solaires, l'atmosphère de Saturne, de Titan, des anneaux et des satellites de glace. MIMI est aussi capable d'imager les plasmas chauds (états de charge et composition élémentaire) ([Krimigis et al., 2004](#)).

Le *Radio and Plasma Wave Science* (RPWS) doit mesurer les champs électriques et magnétiques ainsi que la densité d'électrons et la température des milieux interplanétaires et des magnétosphères planétaires. Il doit aussi obtenir des données servant à étudier l'ionosphère, le plasma et les éclairs dans l'atmosphère de Saturne ([Gurnett et al., 2004](#)).

Parmi tous ces instruments, je me suis particulièrement focalisé sur l'utilisation des instru-

ments d'imagerie ISS, VIMS et RADAR.

2.2.2 Le module Huygens

Le module Huygens est un atterrisseur destiné à se poser à la surface de Titan. Il comporte deux parties. Une première partie, l'*ENtry Assembly* (ENA) gère l'entrée et la descente du module Huygens dans l'atmosphère de Titan, jusqu'au largage de la seconde partie, le *Descent Module* (DM) contenant l'instrumentation scientifique (Fig. 2.4). Le DM contient à son bord 6 instruments scientifiques (Fig. 2.4).

Le *Huygens Atmospheric Structure Instrument* (HASI) est un instrument multi-capteurs (accéléromètres, thermomètre, manomètre, capteur de champ électrique, microphone) ayant pour but de contraindre les propriétés physiques et électriques de l'atmosphère de Titan (Fulchignoni *et al.*, 2002).

Le *Doppler Wind Experiment* (DWE) a pour but de contraindre les directions et la force des vents zonaux sur Titan ainsi que d'établir un profil vertical de vitesses de vents. L'instrument a aussi pour but de déterminer la localisation et l'orientation du module Huygens en reconstituant ses mouvements lors de la descente et au moment de l'impact (Bird *et al.*, 2002).

Le *Descent Imager/Spectral Radiometer* (DISR) est un instrument de télédétection possédant de multiples capteurs : des photomètres (lumière violette) orientés vers le haut et vers le bas du module, des spectromètres opérant dans les domaines du visible et de l'infrarouge, trois imageurs opérant entre 0,66 et 1 μm et possédant diverses résolutions pour regarder sur le côté (1 imageur) et vers le bas (1 imageur haute résolution et 1 imageur basse résolution) du module, un capteur d'auréole solaire (à 550 et 939 nm) et un capteur solaire pour mesurer la vitesse de rotation du module lors de la descente (Tomasko *et al.*, 2002).

L'*Aerosol Collector and Pyrolyser* (ACP) a pour but de collecter les aérosols présents à différentes altitudes dans l'atmosphère de Titan au cours de la descente du module Huygens afin qu'ils soient ensuite analysés par le GCMS après pyrolyse (Israel *et al.*, 2002).

Le *Gas Chromatograph and Mass Spectrometer* (GCMS) a pour but d'analyser les composés atmosphériques présents entre 170 km d'altitude et la surface, d'établir les rapports isotopiques des gaz majeurs de l'atmosphère et d'analyser les échantillons prélevés par l'ACP dans le but de contraindre la chimie des composés potentiellement présents en surface (Niemann *et al.*, 2002).

Le *Surface Science Package* (SSP) est un instrument multi-capteur ayant pour but de contraindre les propriétés physico-chimiques de la surface de Titan. SSP possède un capteur permettant de déterminer les mouvements du module après atterrissage, dans le cas où celui-ci atterrirait dans un liquide, ainsi que la profondeur de ce liquide (Zarnecki *et al.*, 2002).

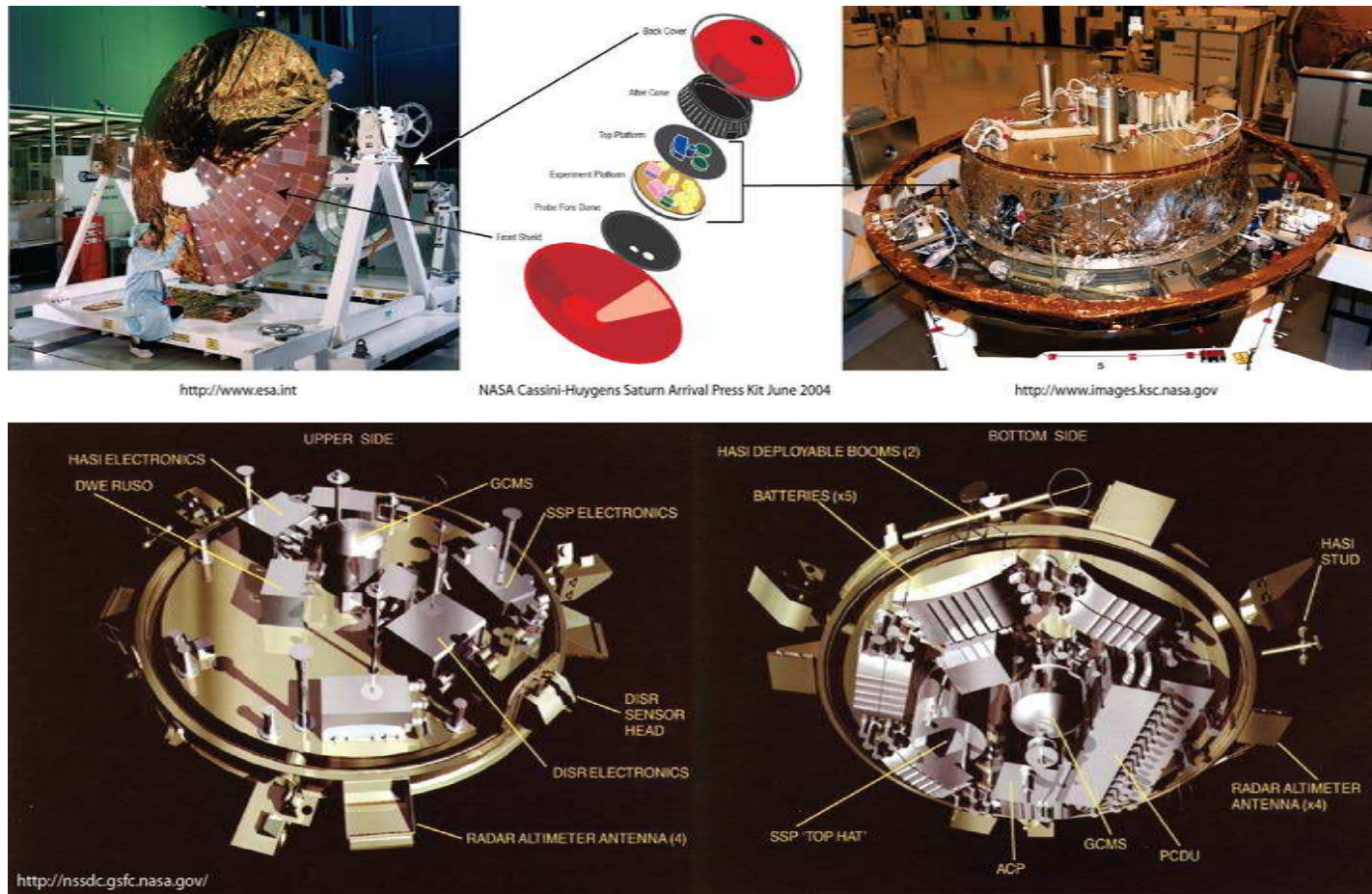


FIGURE 2.4 – Schémas et photographies du module Huygens. Crédits images : ESA, NASA.

2.3 Déroulement de la mission Cassini-Huygens

2.3.1 Le voyage depuis la Terre

La mission Cassini-Huygens a été lancée le 15 Octobre 1997 depuis Cap Canaveral. Afin de gagner en vitesse pour atteindre le système de Saturne, la sonde effectue un trajet par assistance gravitationnelle, en survolant plusieurs planètes. Elle effectue un premier survol de Vénus le 26 Avril 1998 à 284 km d'altitude, puis un second survol le 24 Juin 1999 à 600 km d'altitude. Elle survole ensuite la Terre le 18 Août 1999 à 1171 km d'altitude avant de partir en direction des géantes gazeuses Jupiter et Saturne. La sonde Cassini-Huygens survole Jupiter le 30 Décembre 2000 à une altitude de $9,7 \times 10^6$ millions de km et arrive dans le système de Saturne le 1er Juillet 2004 après approximativement 7 ans de voyage, soit environ 3,5 milliards de km parcourus (Fig. 2.5).

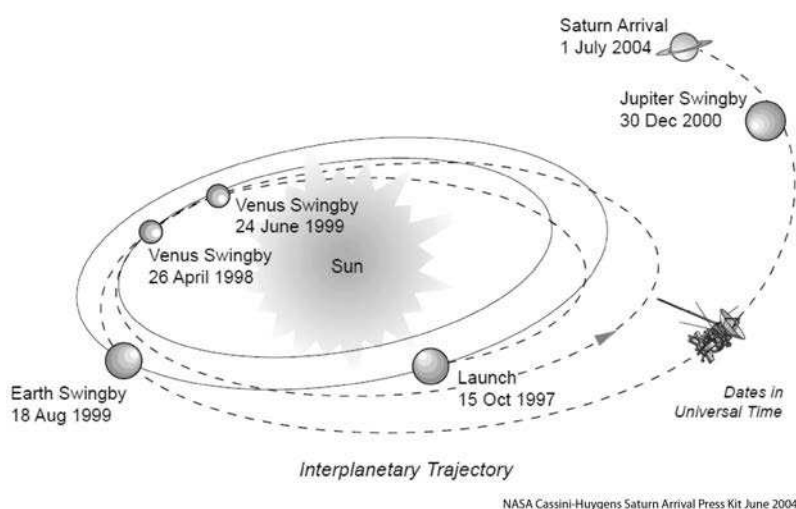


FIGURE 2.5 – Déroulement de la mission Cassini-Huygens avant son insertion dans le système de Saturne. Crédits image : [NASA \(2004\)](#).

2.3.2 Déroulement de la mission dans le Système de Saturne

La sonde Cassini-Huygens se met en orbite dans le système de Saturne le 1er Juillet 2004 (*Saturn Orbit Insertion* SOI). Elle débute ainsi son périple dans le système de Saturne pour une durée nominale de 4 ans, jusqu'en 2008, soit 45 survols de Titan. Cette durée sera ensuite étendue jusqu'en 2010 (*Equinox Mission*), incluant ainsi 26 survols additionnels, puis jusqu'en 2017 (*Solstice Mission*), portant le nombre total de survols de Titan à 125. Elle permet ainsi d'acquérir des données du solstice d'hiver (2004) au solstice d'été (2017) (Fig. 2.6) de l'hémisphère Nord, soit quasiment une demi-année titanienne (1 an titanien = 29,5 ans terrestres).

Le 25 Décembre 2004, le module Huygens s'est détaché de la sonde Cassini et est parti vers Titan. Il arrive à la surface de Titan 20 jours plus tard, le 14 Janvier 2005, après une descente de 2h28 au travers de l'atmosphère titanienne, freinée par le déploiement de trois parachutes successifs. Le détail des différentes phases de la descente est montré sur la Fig. 2.7. Une grande

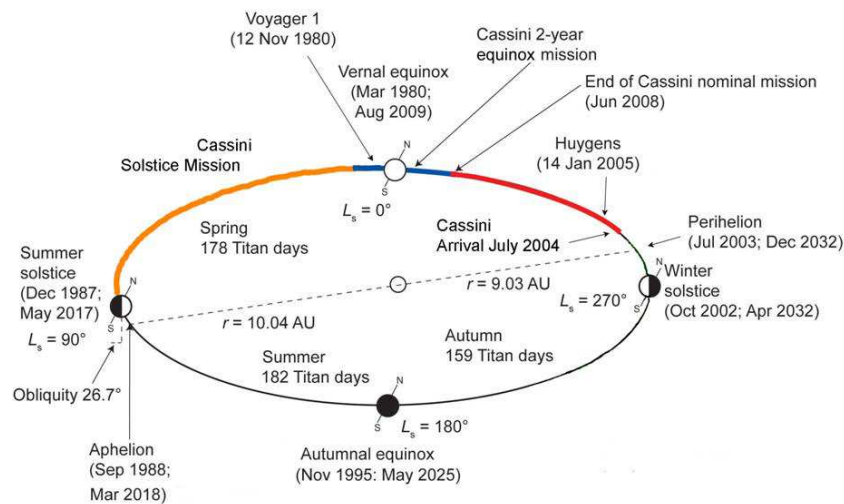


FIGURE 2.6 – Chronologie des mission Cassini nominale et étendues. Image : [Dougherty et al. \(2009\)](#).

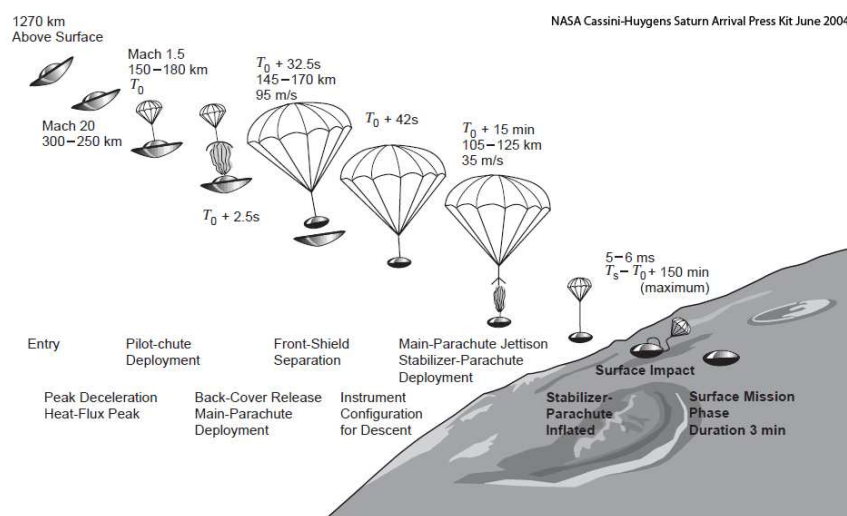


FIGURE 2.7 – Déroulement de la descente du module Huygens dans l'atmosphère de Titan telle qu'envisagée en 2004. Crédits image : [NASA \(2004\)](#).

quantité de mesures sont collectées durant cette descente. Elles incluent des images de la surface acquises par l'instrument DISR, des analyses de la chimie de l'atmosphère, de sa température, de ses vents. La fin de la collecte des données de Huygens par Cassini s'effectue environ 1h12 après l'atterrissage ([Lebreton et al., 2005](#)). Il faut noter cependant que suite à un dysfonctionnement dans la procédure de récupération des données collectées par Huygens (non mise en marche d'un des deux canaux de réception) une partie de celles-ci furent perdues. [Lebreton et al. \(2005\)](#) retracent le déroulement complet de l'arrivée de Huygens sur Titan, aussi disponible sur http://www.esa.int/SPECIALS/Cassini-Huygens/SEMQ0I71Y3E_0.html. Huygens a fourni les seules observations acquises directement au sol dont nous disposons actuellement.

Chapitre 3

Caractéristiques de Titan connues au début de la thèse

La mission Cassini-Huygens permet, entre autres, l'exploration de Titan (Fig. 3.1) depuis 2004, révolutionnant ainsi nos connaissances sur ce satellite. Dans ce Chapitre, je dresse un bilan des connaissances globales actuelles accumulées sur Titan, du point de vue de sa structure interne, de son atmosphère et de sa surface. Ces connaissances sont largement héritées de la mission Cassini-Huygens et intègrent aussi les connaissances accumulées grâce aux missions Pioneer, Voyager et depuis la Terre (télescopes au sol et en orbite).

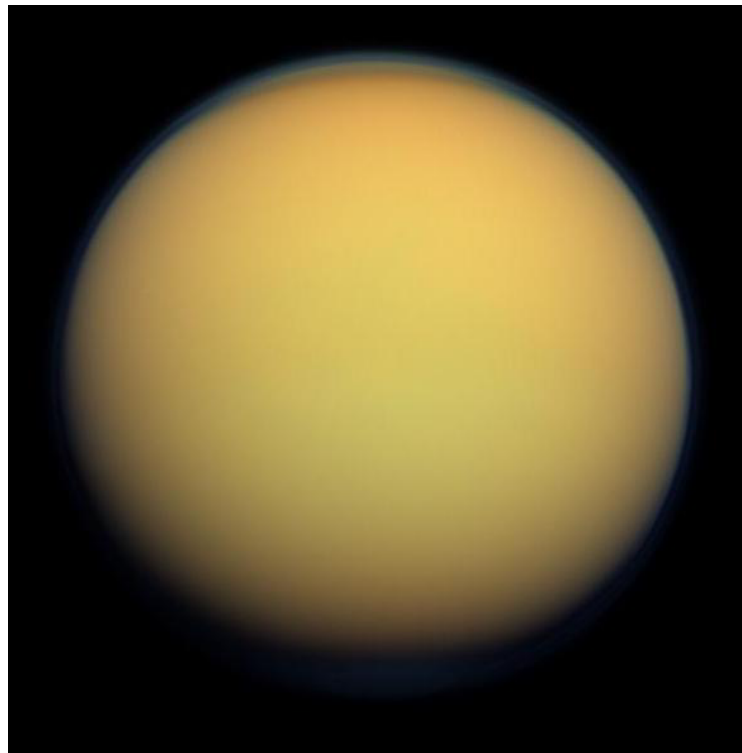


FIGURE 3.1 – Titan, vue par l'instrument ISS embarqué à bord de la sonde Cassini le 30 Janvier 2012. Crédits image : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

3.1 Paramètres orbitaux, forme et structure interne

Le Tableau 3.1 résume les caractéristiques physiques et orbitales de Titan, décrites ci-après. L'orbite de Titan possède une excentricité de l'ordre de 0,03 (Sohl *et al.*, 1995). La période de révolution du satellite autour de Saturne est égale à 15,9453 jours terrestres (Sohl *et al.*, 1995).

Stiles *et al.* (2008, 2010) évaluent la période de rotation de Titan à 22,57731°/jour terrestre (soit une rotation complète en 15,9452 jours terrestres). La période de rotation de Titan serait donc légèrement plus rapide que la période de rotation synchrone. Ce résultat est cependant très proche de la limite imposée par les barres d'erreur et reste encore débattu. Dans l'attente d'un consensus général, Titan peut-être considéré comme étant en rotation synchrone autour de Saturne, montrant ainsi toujours la même face à la planète (comme la Lune vis-à-vis de la Terre).

Stiles *et al.* (2008, 2010) évaluent la position du pôle de rotation de Titan avec une ascension droite égale à 39,49° et une déclinaison égale à 83,46°, soit une inclinaison de l'axe de rotation de Titan d'environ 0,3° par rapport au plan des anneaux de Saturne. La connaissance précise de ces paramètres (position du pôle et vitesse de rotation) est extrêmement importante pour reprojecter en carte les données acquises par les instruments d'imagerie de la sonde Cassini. La moindre imprécision dans un de ces paramètres occasionne des décalages entre deux images d'une même zone acquises à des dates différentes allant jusqu'à plusieurs degrés en latitude et/ou longitude. Ce point sera abordé dans la Section 7.2.4.

Titan se situe dans le plan équatorial de Saturne et est incliné de 26,7° par rapport au plan de l'écliptique. Les saisons sont marquées par la période de rotation de Saturne autour du Soleil en 29,5 années terrestres ainsi que par son excentricité. Une saison sur Titan dure donc environ 7 années terrestres. Ce sont l'inclinaison de l'axe de rotation par rapport au plan de l'écliptique et l'excentricité de l'orbite autour du Soleil qui influencent l'intensité des saisons sur Titan (Aharonson *et al.*, 2009).

TABLE 3.1 – Paramètres physiques généraux et paramètres orbitaux de Titan.

Paramètre	Valeur	Référence
Paramètres physiques généraux		
Masse	$1,3452 \times 10^{23}$ kg	Jacobson <i>et al.</i> (2006)
Densité	1,880	Lindal <i>et al.</i> (1983); Jacobson <i>et al.</i> (2006)
Rayon moyen	2575 km	Lindal <i>et al.</i> (1983)
Rayon équatorial moyen	2574,95 km	Zebker <i>et al.</i> (2009b); Iess <i>et al.</i> (2010)
Rayon polaire moyen	2574,47 km	Zebker <i>et al.</i> (2009b); Iess <i>et al.</i> (2010)
Accélération de la pesanteur	$1,354 \text{ m.s}^{-2}$	
Température de surface	93,7 K	Fulchignoni <i>et al.</i> (2005)
Pression de surface	1,47 bar	Fulchignoni <i>et al.</i> (2005)
Paramètres orbitaux		
Excentricité	0,0292	Sohl <i>et al.</i> (1995)
Inclinaison/Saturne	0,3°	Stiles <i>et al.</i> (2008, 2010)
Inclinaison/Soleil	26,7°	
Période de révolution/rotation synchrone moyenne	15,945 jours	Sohl <i>et al.</i> (1995)
Distance au Soleil	9,546 U.A.	
Distance à Saturne	1 221 850 km	

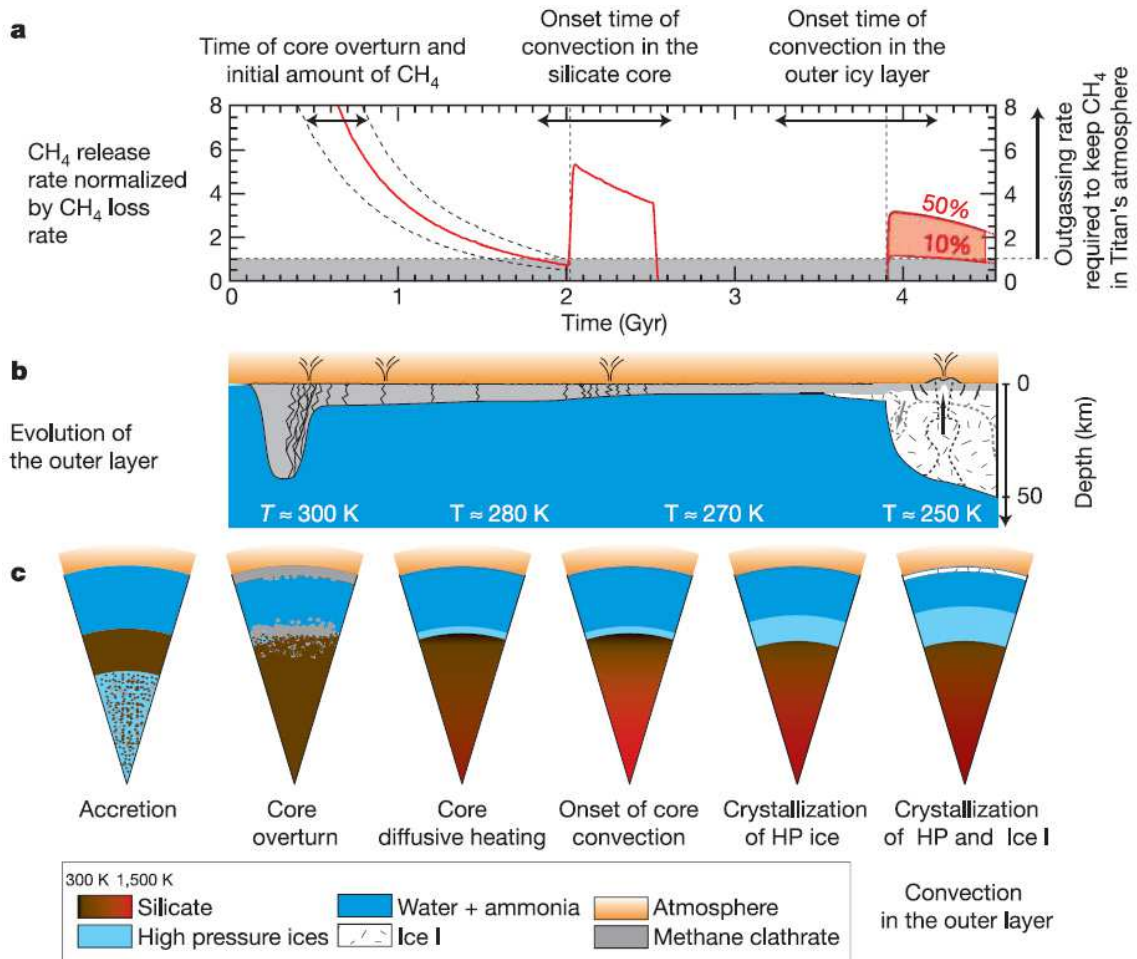


FIGURE 3.2 – Un modèle de formation de l'océan interne de Titan suite au refroidissement par convection du noyau et de la surface de l'océan primordial. Image : [Tobie et al. \(2006\)](#).

Le rayon moyen de Titan est de 2575 km environ ([Lindal et al., 1983](#)), soit légèrement supérieur à celui de la planète Mercure. Titan possède un faible aplatissement, avec une valeur de rayon aux pôles légèrement inférieure à la valeur du rayon à l'équateur, de l'ordre de 500 m ([Zebker et al., 2009b](#); [Iess et al., 2010](#)). La masse de Titan est évaluée à $13,452 \times 10^{22} \text{ kg}$ ([Jacobson et al., 2006](#)), d'où une masse volumique d'environ 1880 kg.m^{-3} ([Lindal et al., 1983](#); [Jacobson et al., 2006](#)), cohérente avec une structure interne dominée par de la glace d'eau (très abondante dans la partie externe du Système Solaire) et des silicates.

Sa structure interne serait composée au premier ordre d'un manteau glacé et d'un noyau silicaté ([Tobie et al., 2005](#)). Cependant, la valeur du moment d'inertie, définissant le degré de différenciation d'un corps planétaire, est environ égale à 0,34 ([Iess et al., 2010](#)), ce qui implique que Titan ne serait pas totalement différencié (séparation entre la roche et la glace incomplète ou noyau riche en eau). Très tôt, il est envisagé qu'un océan composé d'eau et d'ammoniac puisse exister en profondeur entre deux couches de glaces basse et haute pression, se formant suite au refroidissement progressif d'un Titan primordial recouvert d'un océan d'eau liquide ([Sohl et al., 1995](#); [Grasset et](#)

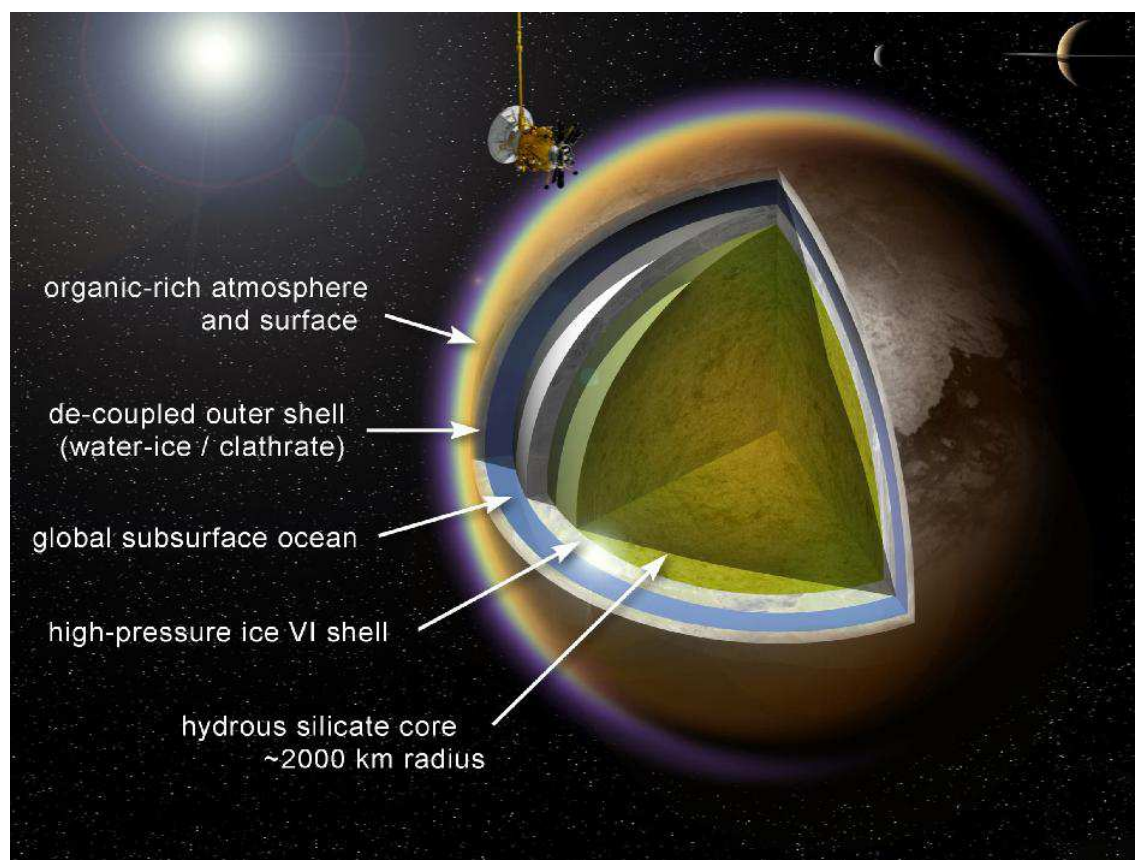


FIGURE 3.3 – Structure interne de Titan estimée par le récent modèle de Fortes (2012). Crédits image : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

Sotin, 1996; Grasset *et al.*, 2000; Tobie *et al.*, 2005, 2006). Ce modèle est représenté sur la Fig. 3.2 et favorise la cristallisation initiale de clathrates de méthane en surface (lors de la différenciation du noyau). Ces clathrates subiraient ensuite des processus de dégazage au cours du temps (approvisionnement l'atmosphère en méthane), lors du déclenchement de phénomènes de convection dans le noyau puis dans la couche de glace basse pression (Tobie *et al.*, 2006).

Les mesures gravimétriques (déformation du géoïde de Titan par effets de marées) (Iess *et al.*, 2012), l'étude des phénomènes de résonance électromagnétique au sein de l'atmosphère de Titan (Béghin *et al.*, 2010, 2012) et l'absence de corrélation entre l'obliquité de Titan et son moment d'inertie (Baland *et al.*, 2011) tendent à confirmer la présence de cet océan interne. La Fig. 3.3 montre la structure interne envisagée actuellement pour Titan. La structure interne de Titan, estimée par le plus récent modèle de Fortes (2012) serait donc la suivante : un noyau silicaté hydraté de 1980 à 2120 km de rayon entouré d'une couche de glace d'eau haute pression de 241 km d'épaisseur, puis d'un océan de 250 km de profondeur qui se retrouverait ainsi piégé entre la couche de glace haute pression et une couche de glace basse pression de 100 km d'épaisseur. Enfin, la surface serait enrichie en composés organiques (Fig. 3.3).

3.2 L'atmosphère de Titan

L'observation détaillée de la surface de Titan dans les domaines du visible et de l'infrarouge se fait à travers son épaisse et opaque atmosphère. Il est donc important de bien connaître cette atmosphère afin de pouvoir ensuite comprendre quelle est la part du signal enregistré par les instruments d'imagerie provenant de la surface, et quelle est celle provenant de l'atmosphère. Ces considérations constituent la base de la correction empirique des données VIMS que j'ai développée durant cette thèse (Section 5.4).

De plus, c'est grâce à la présence de cette atmosphère que le méthane et l'éthane peuvent se condenser, précipiter en surface et s'évaporer dans l'atmosphère, créant ainsi un cycle des hydrocarbures sur Titan probablement comparable au cycle de l'eau sur Terre. Les précipitations et l'évaporation engendrées par ce cycle entraîneraient, comme sur Terre, l'érosion de la surface et contribueraient aux processus de sédimentation en surface. L'atmosphère est donc probablement en lien direct avec les formes du paysage observées par Cassini.

3.2.1 Structure de l'atmosphère

Les données collectées par l'instrument HASI lors de la descente du module Huygens dans l'atmosphère de Titan ont permis d'établir des profils de température, de pression et de densité de l'atmosphère en fonction de l'altitude (Fig. 3.4). Ces données sont originellement présentées dans [Fulchignoni *et al.* \(2005\)](#).

La détection de l'atmosphère par l'instrument HASI s'est effectuée à environ 1500 km d'altitude, lorsque le seuil de détection de l'accéléromètre a été dépassé ([Fulchignoni *et al.*, 2005](#)). L'atmosphère est subdivisée en différentes couches thermiques (Fig. 3.4). On distingue ainsi la troposphère (entre 0 et 44 km d'altitude), la stratosphère (entre 44 et 250 km d'altitude), la mésosphère (entre 250 et 490 km d'altitude), la thermosphère (entre 490 et environ 1400 km d'altitude) puis l'exosphère (au-delà de 1400 km d'altitude).

La troposphère est caractérisée par une diminution progressive de la température de l'air jusqu'à un minimum de 70 K environ à 44 km d'altitude. Cette limite thermique est appelée tropopause. L'air convecte dans la troposphère, avec l'air chaud provenant de la surface remontant vers des altitudes plus hautes et donc plus froides et l'air froid redescendant vers des altitudes plus basses et donc plus chaudes. L'air est donc brassé dans la basse atmosphère ([Charnay et Lebonnois, 2012](#)). Les données acquises par HASI dans cette partie de l'atmosphère sont compatibles avec celles acquises par Voyager 25 ans plus tôt ([Lellouch *et al.*, 1989](#)) ainsi qu'avec les données CIRS ([Flasar *et al.*, 2005](#)).

Inversement, la stratosphère se caractérise par une augmentation progressive de la température de l'air avec l'altitude, jusqu'à atteindre un maximum de 186 K à 250 km d'altitude. Cette limite thermique est appelée stratopause. La température croît dans cette région de l'atmosphère à cause de la présence de méthane, absorbant fortement le rayonnement infrarouge. La stratosphère laisse ainsi passer environ 10 % du rayonnement solaire en direction de la troposphère ([McKay *et al.*, 2001](#)). Il n'y a pas de phénomènes de convection dans la stratosphère, donc pas ou peu de mélange

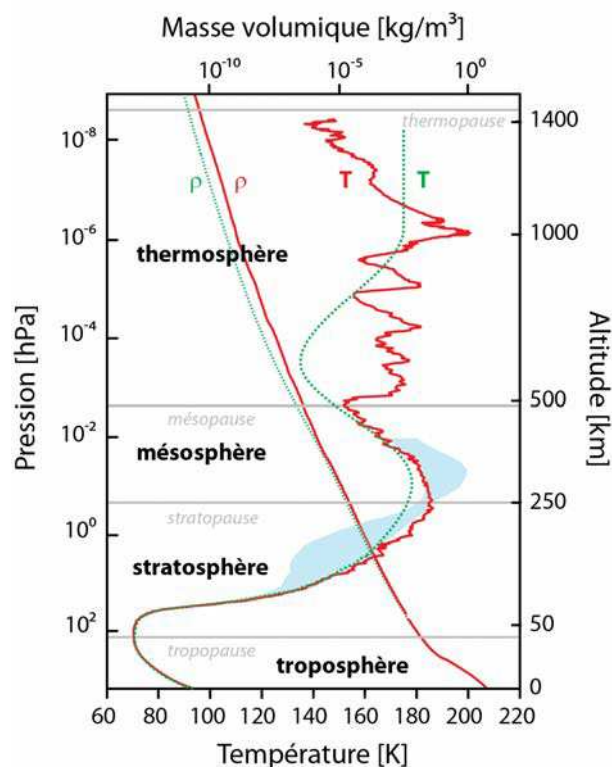


FIGURE 3.4 – Structure de l'atmosphère de Titan. Les courbes rouges représentent les données acquises par l'instrument HASI lors de la descente du module Huygens sur Titan (Fulchignoni *et al.*, 2005). Les courbes en pointillés verts représentent le modèle de Yelle *et al.* (1997). Le champ bleu représente les données CIRS acquises par la sonde Cassini lors de la mission nominale (2004 - 2008), à différentes latitudes entre l'équateur et 70°N et S (Coustenis *et al.*, 2010).

(organisation en couches stratifiées, « statiques »).

La température diminue ensuite avec l'altitude dans la mésosphère. Cette diminution est moins marquée dans les données HASI que dans le modèle théorique de Yelle *et al.* (1997), jusqu'à atteindre un minimum de 152 K à 490 km d'altitude. Cette limite théorique est appelée mésopause. La diminution de la température dans la mésosphère est interprétée comme le résultat de la diminution de la densité de gaz absorbant le rayonnement solaire et réchauffant ainsi l'atmosphère.

Au-delà de 490 km d'altitude, soit dans la thermosphère, une multitude d'inversions de températures ont lieu. Fulchignoni *et al.* (2005) interprètent ces inversions comme étant dues à des phénomènes d'ondes gravitaires se propageant verticalement au sein de l'atmosphère et brassant ainsi les masses d'air stratifiées par la faible densité de gaz présente à ces altitudes. Il est difficile de mettre en évidence une tendance nette de l'évolution de la température dans cette partie de l'atmosphère. La thermosphère s'étend jusqu'à la thermopause (ou exobase), à environ 1430 km d'altitude (Waite *et al.*, 2005), où la température est $\simeq 150$ K. À partir des données INMS, Yelle *et al.* (2006) caractérisent la température de la thermosphère au-delà de 1000 km d'altitude comme un isotherme à 149 K.

Entre 1000 et 1450 km d'altitude, une nouvelle couche atmosphérique existe au sein de la

thermosphère. C'est l'ionosphère, qui est caractérisée par une diminution des espèces chimiques neutres au profit d'une augmentation des espèces chimiques ionisées (Yelle *et al.*, 1997; Carrasco *et al.*, 2007; Rosenqvist *et al.*, 2009). Une seconde couche ionisée est détectée par Fulchignoni *et al.* (2005) entre 45 et environ 130 km d'altitude, avec une forte concentration en ions aux alentours de 70 - 90 km d'altitude. Ces régions ne sont pas définies par des frontières thermiques.

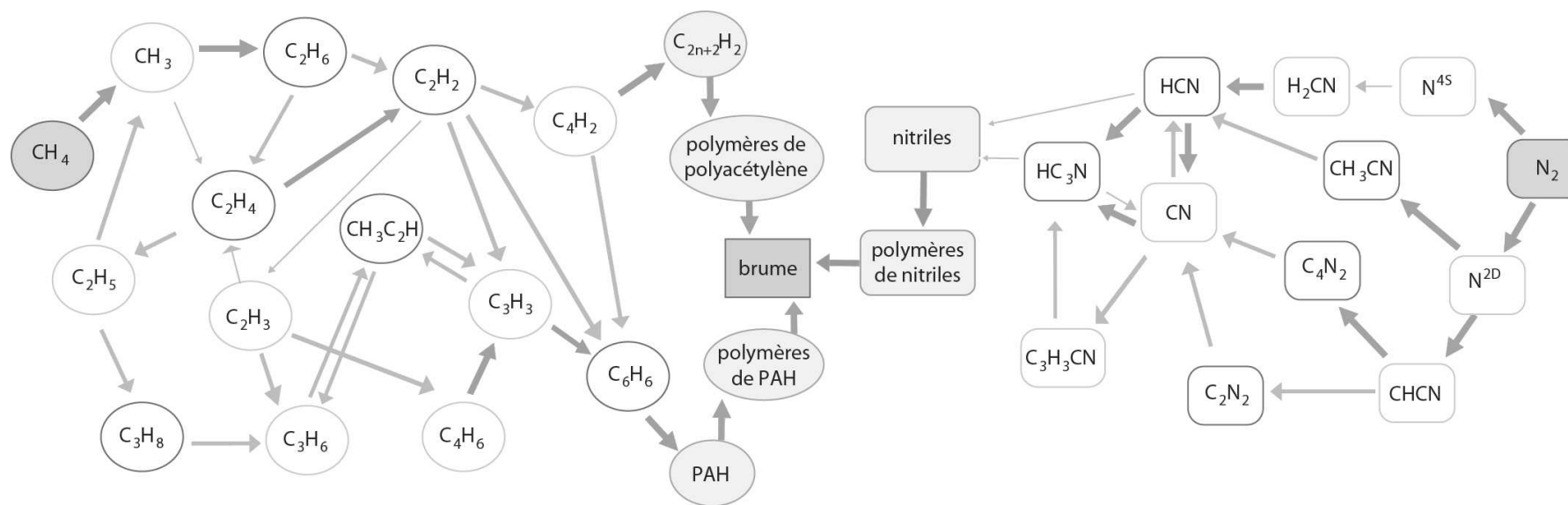
3.2.2 Composition de l'atmosphère

L'atmosphère de Titan est principalement composée de diazote (N_2) et de méthane (CH_4). Cependant, la photodissociation du méthane et du diazote atmosphériques par le rayonnement UV solaire et par les particules chargées provenant de la magnétosphère de Saturne entraîne la production de nombreux hydrocarbures et nitriles. Cette chaîne de réaction aboutit à la production de l'épaisse brume d'aérosols ou « tholins » (Sagan, 1971) de l'atmosphère de Titan. Des modèles décrivant la photochimie de l'atmosphère de Titan tentent de déterminer la nature et les abondances théoriques des différents composés présents dans l'atmosphère (Yung *et al.*, 1984; Lara *et al.*, 1994; Toubanc *et al.*, 1995; Lara *et al.*, 1996; Wilson et Atreya, 2003, 2004; Lavvas *et al.*, 2008a,b; Krasnopolsky, 2009). La Fig. 3.5 illustre les multiples produits de photodissociation successifs du méthane et du diazote dans l'atmosphère de Titan (Atreya *et al.*, 2006).

3.2.2.1 La composition en gaz

Grâce aux instruments embarqués à bord de la sonde Cassini et du module Huygens, de nombreuses quantifications des composants de l'atmosphère, à diverses altitudes, sont effectuées soit à distance grâce à l'instrument CIRS (Flasar *et al.*, 2005; Teanby *et al.*, 2006; Coustenis *et al.*, 2007; de Kok *et al.*, 2007; Vinatier *et al.*, 2007; Coustenis *et al.*, 2008; Teanby *et al.*, 2009; Coustenis *et al.*, 2010; Vinatier *et al.*, 2010; Cottini *et al.*, 2012; Courtin *et al.*, 2012) de la sonde Cassini, soit *in situ* grâce aux instruments INMS (Waite *et al.*, 2005; Vuitton *et al.*, 2006; Yelle *et al.*, 2006; Vuitton *et al.*, 2007; Waite *et al.*, 2007; Vuitton *et al.*, 2008; Cui *et al.*, 2009; Magee *et al.*, 2009) de la sonde Cassini, HASI (Fulchignoni *et al.*, 2005), DISR (Tomasko *et al.*, 2005; Jacquemart *et al.*, 2008) ou GCMS (Niemann *et al.*, 2005, 2010) du module Huygens. Le Tableau 3.2 présente les abondances des principaux composés de l'atmosphère de Titan déterminées dans l'ionosphère (≥ 1000 km d'altitude), la stratosphère (44 - 250 km d'altitude) et à proximité de la surface. Coustenis *et al.* (2010) constatent ainsi un enrichissement des composés traces issus de la photodissociation du méthane et du diazote dans l'hémisphère Nord (hémisphère d'hiver) dans les données CIRS de la mission nominale. Cet enrichissement serait associé à la circulation stratosphérique du pôle d'été vers le pôle d'hiver qui entraînerait une accumulation des composés traces et des aérosols aux hautes latitudes Nord (Hourdin *et al.*, 2004).

Ces gaz présents dans l'atmosphère ont une conséquence directe sur les données infrarouges acquises par la sonde Cassini. Le méthane absorbe fortement le rayonnement et ne rend possible l'observation de la surface que dans quelques fenêtres atmosphériques centrées à des longueurs d'ondes précises dans l'infrarouge. Je reviendrai sur ces propriétés d'absorption par les gaz de l'atmosphère dans les Chapitres 4 et 5.



PAH: Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (hydrocarbures aromatiques cycliques, ex: benzène)

FIGURE 3.5 – Schéma simplifié de la photodissociation du méthane et du diazote de l'atmosphère de Titan et production d'hydrocarbures, de nitriles et de l'épaisse brume recouvrant Titan. Image : [Atreya et al. \(2006\)](#), modifiée.

TABLE 3.2 – Abondances des composés de l'atmosphère de Titan.

Composé	Abondance et localisation	Référence
<i>Gaz majeurs et gaz nobles</i>		
Diazote, N ₂	$\simeq 0,95$ (surface) $\geq 0,98$ (stratosphère) 0,96 - 0,98 (ionosphère)	HASI, Huygens, Fulchignoni et al. (2005) GCMS, Huygens, Niemann et al. (2005) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Méthane, CH ₄	0,057 (surface) 0,047 - 0,051 (surface) 0,014 - 0,016 (stratosphère) 0,022 (stratosphère) 0,017 - 0,022 (ionosphère)	GCMS, Huygens, Niemann et al. (2010) DISR, Huygens, Tomasko et al. (2005) ; Jacquemart et al. (2008) GCMS, Huygens, Niemann et al. (2010) ; DISR, Huygens, Tomasko et al. (2005) CIRS, Cassini, Flasar et al. (2005) INMS, Cassini, Yelle et al. (2006) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Dihydrogène, H ₂	990 ppm (surface) 1010 ppm (troposphère) 960 ppm (troposphère) 0,003 - 0,004 (ionosphère)	GCMS, Huygens, Niemann et al. (2005, 2010) GCMS, Huygens, Niemann et al. (2005, 2010) CIRS, Cassini, Courtin et al. (2012) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Argon, Ar	33 ppm (stratosphère, ⁴⁰ Ar) 12,6 - 11,0 ppm (ionosphère) 0,21 ppm (stratosphère, ³⁶ Ar)	GCMS, Huygens, Niemann et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009) GCMS, Huygens, Niemann et al. (2010)
<i>Hydrocarbures traces dérivés du méthane</i>		
Éthane, C ₂ H ₆	20 ppm (proche surface) 6,1 - 11,5 ppm (stratosphère) 25,8 - 45,7 ppm (ionosphère)	GCMS, Huygens, Niemann et al. (2010) CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Méthane monodeuté, CH ₃ D	$\simeq 7,5$ ppm (stratosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2007)
Acétylène, C ₂ H ₂	2,35 - 5,10 ppm (stratosphère) 157 - 342 ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Propane, C ₃ H ₈	0,35 - 0,7 ppm (stratosphère) $\leq 2,87$ ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Waite et al. (2005) ; Magee et al. (2009)
Éthylène, C ₂ H ₄	10 - 20 ppm (stratosphère) 391 - 504 ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2007) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Propène, C ₃ H ₆	0,69 - 2,33 ppm (ionosphère)	INMS, Cassini, Waite et al. (2007) ; Magee et al. (2009)
Méthylacétylène, C ₃ H ₄	0,4 - 24,0 ppb (stratosphère) 6,31 - 9,02 ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Diacétylène, C ₄ H ₂	0,8 - 23 ppb (stratosphère) 2,46 - 5,55 ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Benzène, C ₆ H ₆	$< 1 - 4,2$ ppb (stratosphère) 0,9 - 2,48 ppm	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Acétylène monodeuté, C ₂ HD	1,3 ppb (moyenne) 0,7 - 2,0 ppb (stratosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2008) CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010)
<i>Nitriles</i>		
Cyanure d'hydrogène, HCN	29,5 - 970 ppb (stratosphère) 24,4 ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Magee et al. (2009)
Cyanoacétylène, HC ₃ N	0,3 - 46 ppb (stratosphère) $\leq 1,48$ ppm (ionosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Cyanogène, C ₂ N ₂	0,055 - 5 ppb (stratosphère) 1,45 - 2,14 ppm (ionosphère)	INMS, Cassini, Waite et al. (2005) CIRS, Cassini, Teanby et al. (2009) INMS, Cassini, Cui et al. (2009) ; Magee et al. (2009)
Acétonitrile, CH ₃ CN	1,36 - 1,51 ppm (ionosphère)	INMS, Cassini, Cui et al. (2009)
<i>Composés oxygénés</i>		
Monoxyde de carbone, CO	$\simeq 47$ ppm (stratosphère)	CIRS, Cassini, de Kok et al. (2007)
Dioxyde de carbone, CO ₂	9,9 - 14 ppb (stratosphère)	CIRS, Cassini, Coustenis et al. (2010)
Eau, H ₂ O	0,13 - 0,45 ppb (stratosphère) 8 ppb (ionosphère)	CIRS, Cassini, Cottini et al. (2012) INMS, Cassini, Waite et al. (2007)

3.2.2.2 Formation et structure de la brume d'aérosols

L'atmosphère de Titan contient des molécules solides complexes en suspension, appelées aérosols ou tholins, formées à partir de la recombinaison de molécules issues de la photodissociation du méthane et du diazote sous l'action des UV solaires et des particules chargées de la magnétosphère de Saturne (Sagan, 1971; Khare et Sagan, 1973; Strobel, 1974; Khare *et al.*, 1984a,b). La brume d'aérosols est présente de la surface à la basse thermosphère et est principalement organisée en une couche principale et plusieurs couches détachées.

La brume d'aérosols se localise principalement au sein de la stratosphère (vers 200 - 250 km d'altitude) ainsi que dans une couche d'aérosols détachée de la couche stratosphérique principale située aux alentours de 500 km au début de la mission Cassini (Porco *et al.*, 2005) et plus récemment aux alentours de 380 km d'altitude lors de l'équinoxe de printemps (2009) (West *et al.*, 2011). Cette couche détachée avait été précédemment observée par Voyager entre 300 et 350 km d'altitude (Rages *et al.*, 1983). Sa localisation serait contrôlée par des phénomènes saisonniers de transports dynamiques par les vents au sein de l'atmosphère de Titan, opérant de pôle à pôle lors du passage de l'hiver Nord à l'hiver Sud (Toon *et al.*, 1992; Rannou *et al.*, 2002; West *et al.*, 2011). Deux autres fines couches d'aérosols existeraient dans la troposphère de Titan aux alentours de 21 km d'altitude et de 11 km d'altitude (Tomasko *et al.*, 2005). Les aérosols sédimenteraient progressivement au sein de l'atmosphère jusqu'à la surface, ce qui implique qu'ils pourraient jouer un rôle majeur dans la composition de cette dernière, et donc dans sa signature infrarouge enregistrée depuis l'orbite par ISS ou VIMS, ou *in situ* par DISR.

Les propriétés et les mécanismes de formation des aérosols sont complexes et mal connus. Des modèles photochimiques, microphysiques, ainsi que des observations, tentent de localiser la (les) zone(s) de production de la brume. Certains modèles photochimiques et microphysiques situent la zone de formation des aérosols de la couche détachée dans la thermosphère, entre 500 et 800 km (Chassefière et Cabane, 1995; Lavvas *et al.*, 2008a,b), ainsi que dans la stratosphère, entre 350 et 400 km d'altitude pour la couche principale (Chassefière et Cabane, 1995). D'autres modèles la prédisent dans la stratosphère/thermosphère, entre 250 et 600 km d'altitude (Rannou *et al.*, 1995, 1997, 2003), voire plus bas dans la stratosphère, vers 150 - 200 km (Lebonnois *et al.*, 2002) ou vers 140 - 300 km d'altitude avec un pic de production vers 220 km (Wilson et Atreya, 2003) ou 180 km (Wilson et Atreya, 2004) d'altitude. Lavvas *et al.* (2009) émettent l'hypothèse que la couche détachée d'aérosols serait issue de la transition entre la croissance sphérique et la croissance fractale des aérosols, et pourrait constituer la source de la couche principale d'aérosols par accumulation et coagulation des agrégats fractals à plus basse altitude. La Fig. 3.6 résume ces observations et modèles. Les observations par les instruments INMS et CAPS quant à elles semblent pencher pour une formation dans la thermosphère, avec la détection de composés aromatiques (benzène) entre 950 et 1150 km d'altitude (Waite *et al.*, 2007). La combinaison des hydrocarbures et des nitriles dérivés du méthane et de l'azote serait à l'origine de la brume d'aérosols (Fig. 3.5), ce qui est confirmé par les premières analyses des résidus de pyrolyse des aérosols par l'instrument ACP lors de la descente de Huygens (Israel *et al.*, 2005).

Les aérosols de Titan ont une structure fractale, c'est-à-dire complexe et invariante selon

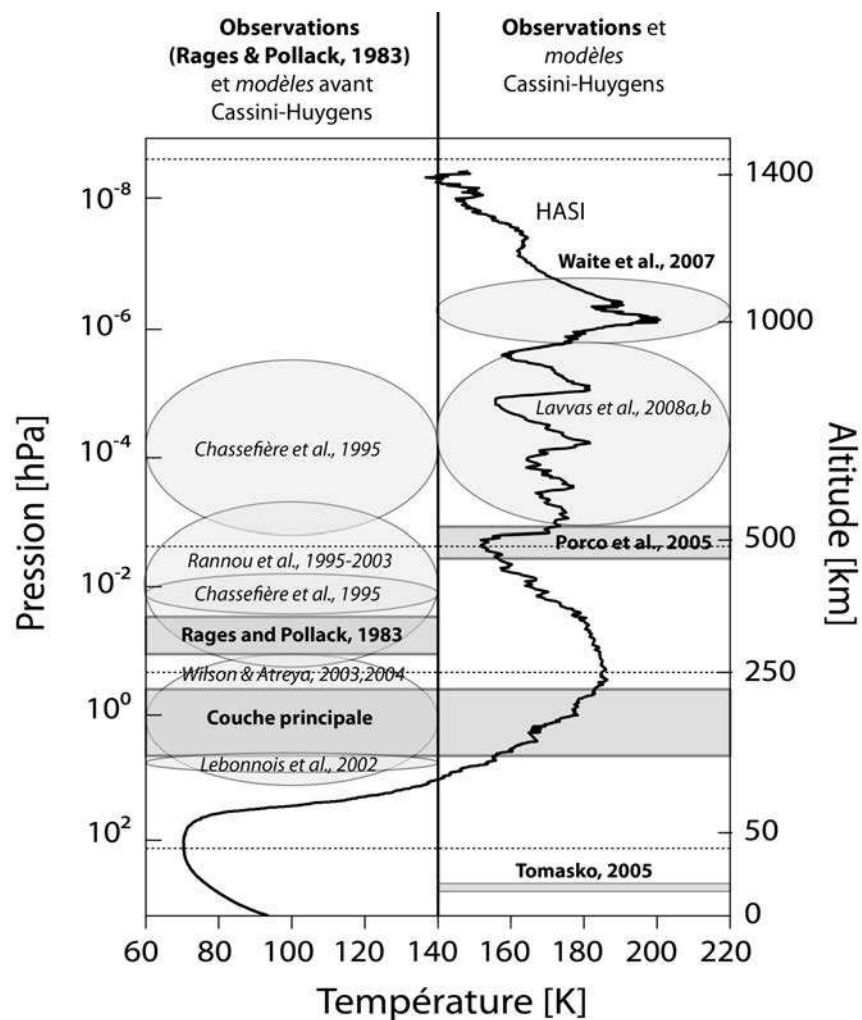


FIGURE 3.6 – Localisation de la couche de brume principale dans la stratosphère ainsi que de la couche détachée lors des observations Voyager et Cassini-Huygens. La localisation de la zone de formation de la brume est montrée par les ellipses. Le profil de température déterminé par Fulchignoni *et al.* (2005) est aussi représenté. Image modifiée d'après NGuyen (2007).

l'échelle d'observation, mise en évidence par West et Smith (1991). Leurs propriétés diffusantes dépendent de leurs formes. Les modèles microphysiques tentent d'expliquer leur structure fractale (Cabane *et al.*, 1992, 1993; Rannou *et al.*, 1993; Chassefière et Cabane, 1995; Rannou *et al.*, 1995, 1997, 2003). Selon ces modèles, les aérosols croissent dans un premier temps par aggrégation des hydrocarbures et des nitriles en monomères sphériques de rayon $\leq 0,05 \mu\text{m}$ (Tomasko *et al.*, 2005, 2008, 2009; Lavvas *et al.*, 2010) à haute altitude. Les monomères coagulent ensuite pour former des polymères fractals de $0,4 - 0,5 \mu\text{m}$ de rayon (Cabane *et al.*, 1993; Rannou *et al.*, 1993) à plus basse altitude avant que ces polymères ne s'aggrègent aussi, formant les aérosols de quelques microns de rayon (West et Smith, 1991; Cabane *et al.*, 1992, 1993; Rannou *et al.*, 1993, 1995; Tomasko *et al.*, 2008). Lorsque leur dimension et leur masse deviennent trop grandes, ils sortent de la zone de production et sédimentent au sein de l'atmosphère en direction de la surface. Ce processus de coagulation/sédimentation s'étalerait sur des échelles de temps de l'ordre d'une

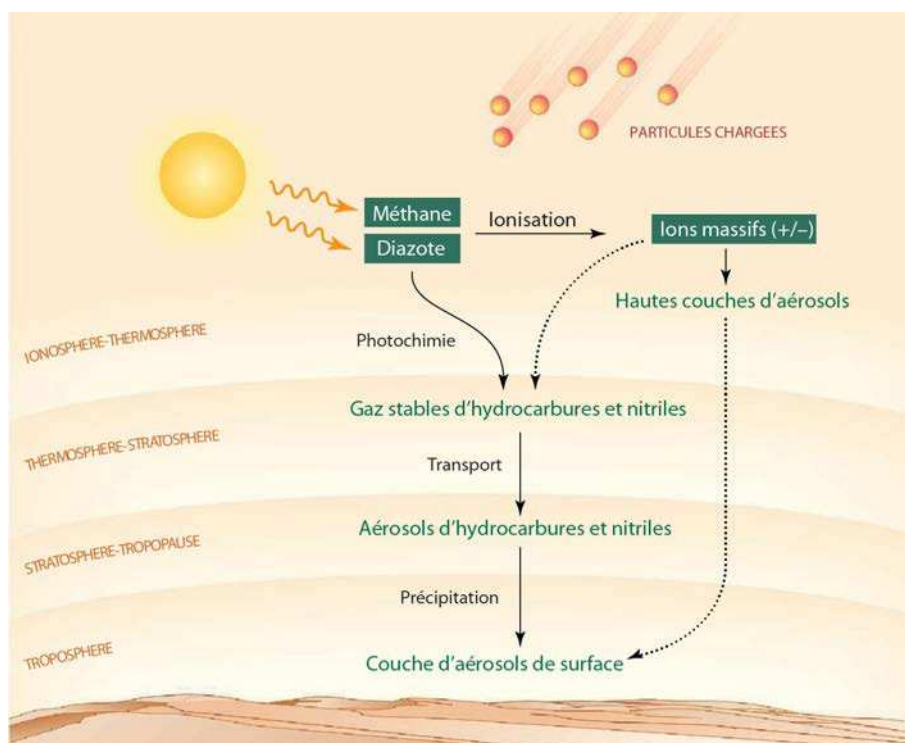


FIGURE 3.7 – Formation des hydrocarbures, nitriles et aérosols et sédimentation jusqu'à la surface. Image : [Atreya \(2007\)](#), modifiée.

année sur Titan (soit environ 30 années terrestres) ([Cabane et al., 1993](#); [Rannou et al., 1993](#)) et est schématisé sur la Fig. 3.7. La sédimentation des aérosols pourrait être la cause de l'apparente homogénéité compositionnelle de la surface à grande échelle ([Soderblom et al., 2007a](#)).

D'après le modèle de [Tomasko et al. \(2008\)](#), basé sur les données acquises en-dessous de 150 km d'altitude par l'instrument DISR à bord de Huygens, les aérosols de Titan se répartiraient en 3 zones : une première zone pour les altitudes supérieures ou égales à 80 km, une deuxième zone pour les altitudes comprises entre 30 et 80 km et une troisième zone pour les altitudes inférieures ou égales à 30 km. Un changement dans les propriétés optiques de la brume est constaté en dessous de 80 km d'altitude ([Tomasko et al., 2008](#)), probablement dû à la condensation de méthane (CH_4) et d'acide cyanidrique (HCN) à ces altitudes ([Lavvas et al., 2010, 2011](#)).

Afin de mieux contraindre les propriétés des aérosols (réfraction, structure, composition), des expériences de laboratoire visent à recréer les tholins dans des conditions de formation similaires à celles rencontrées sur Titan, par interaction entre un mélange de diazote et d'hydrocarbures et des décharges électriques, des décharges de plasma (gaz ionisé) froid ou des radiations UV ([Podolak et al., 1979](#); [Sagan et Khare, 1979](#); [Khare et al., 1984a,b](#); [Bar-Nun et al., 1988](#); [McKay et al., 1989](#); [Coll et al., 2001](#); [Imanaka et al., 2004](#), liste non exhaustive). Ces expériences permettent ainsi de mieux comprendre la chimie et les propriétés optiques (photométrie) de l'atmosphère, et de potentiellement en isoler l'influence dans les études photométriques et de composition de la surface.

3.3 La surface de Titan

La mission Cassini-Huygens permet pour la première fois l'étude détaillée de la géologie de Titan grâce aux instruments RADAR, VIMS et ISS de la sonde Cassini, et à l'instrument DISR du module Huygens. Les données acquises par ces instruments révèlent ainsi des paysages formés par des lacs, des mers, des vallées fluviales, des dunes, des cratères d'impacts, des montagnes, des plaines et des possibles structures cryovolcaniques (Stofan *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2007a; Lunine *et al.*, 2008a; Jaumann *et al.*, 2009; Lopes *et al.*, 2010). Les différentes structures géologiques présentes sur Titan, dont la terminologie donnée par l'IAU (*International Astronomical Union*) est disponible à <http://planetarynames.wr.usgs.gov/Page/TITAN/target> sous forme de carte de localisation des structures géologiques, est la suivante :

- *Arcus/Arciis* : structures en forme d'arc de cercle
- cratères,
- *Facula/Faculae* : points brillants à la surface,
- *Fluctus/Fluctiis* : terrains en forme d'écoulements,
- *Flumen/Flumina* : chenaux fluviaux,
- *Insula/Insulae* : îles ou terrains isolés entourés de liquides ou à proximité de liquides,
- *Labyrinthus/Labyrinthis* : complexes de vallées ou de montagnes s'intersectant,
- *Lacuna/Lacunae* : dépressions irrégulières ayant une apparence de lac asséché,
- *Lacus/Laciis* : lacs d'hydrocarbures liquides,
- larges structures annelées,
- *Macula/Maculae* : points noirs de forme plus ou moins régulière,
- *Mare/Maria* : larges mers d'hydrocarbures liquides,
- *Mons/Montes* : montagnes,
- *Planitia/Planitiae* : plaines,
- *Regio/Regiones* : larges zones se démarquant des zones adjacentes par leurs réflectivités,
- *Terra/Terrae* : larges étendues d'albédo uniforme,
- *Unda/Undae* : dunes,
- *Virga/Virgae* : structures linéaires.

L'utilisation conjointe des données VIMS, ISS et RADAR permet de réaliser des études relativement précises de la surface de Titan, notamment grâce à la bonne résolution spatiale du RADAR et à son insensibilité aux effets atmosphériques (qui permet d'imager finement la surface), de celle de la caméra ISS, et des informations de composition fournies par VIMS. Je reviendrai en détail sur les caractéristiques techniques et les traitements des données de ces instruments dans la Partie II. Je présente ici les propriétés générales de la surface de Titan (composition, propriétés physiques), dérivées des cartographies globales VIMS, ISS et RADAR. Je décris ensuite les différents paysages observés par Huygens et Cassini et je présente les analogues terrestres qui en ont été proposés jusqu'à aujourd'hui.

3.3.1 Cartographie globale de Titan : les grands ensembles, composition et propriétés physiques

La Fig. 3.8 représente les cartes globales d'albédo de la surface de Titan réalisées à partir des données ISS (a) et VIMS (b) tandis que les cartes globales représentées sur la Fig. 3.9 représentent les propriétés physico-chimiques de la surface vue par le RADAR. ISS et VIMS sont sensibles aux différences de composition et de taille de grains alors que le RADAR est principalement sensible à la topographie, à la rugosité, et à la constante diélectrique des matériaux. Les données infrarouges et radar apportent donc des informations complémentaires concernant la nature de la surface.

3.3.1.1 Les cartographies infrarouges ISS et VIMS

On peut noter la présence de principalement deux types de terrains dans les données ISS (Fig. 3.8a) : des terrains très sombres localisés entre l'équateur et 30° de latitude, comprenant Belet, Shangri-La, Fensal, Aztlan, Senkyo, Ching-Tu et Aaru ; et des terrains brillants recouvrant la majorité de Titan, comprenant Xanadu (qui apparaît très brillant dans les données ISS), Tsegihi, Quivira, Adiri et Dilmun (Porco *et al.*, 2005). Quatre grandes unités spectrales apparaissent dans les données infrarouges acquises avec VIMS (Fig. 3.8b) et représentent des variations de composition de la surface de Titan (McCord *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2007a; Soderblom *et al.*, 2007a; Jaumann *et al.*, 2008; McCord *et al.*, 2008; Barnes *et al.*, 2009b).

La première unité VIMS est une unité sombre (baptisée marron foncée ou *dark brown unit* sur les composites en fausses couleurs) qui apparaît confinée entre l'équateur et 30° de latitude et qui est parfaitement corrélable aux terrains équatoriaux sombres vus par ISS. La composition de cette unité a été dans un premier temps attribuée à de la glace d'eau contaminée par des composés sombres ou des tholins (McCord *et al.*, 2006), avant d'être attribuée à des hydrocarbures et des nitriles solides provenant de l'atmosphère (Soderblom *et al.*, 2007a). Clark *et al.* (2010) identifient potentiellement la présence de benzène et d'alcanes dans ces terrains.

La seconde unité VIMS est une unité globalement brillante à toutes les longueurs d'ondes (*bright unit*), recouvrant la majorité de la surface de Titan, elle aussi parfaitement corrélable aux données ISS. Soderblom *et al.* (2007a) interprètent cette unité comme étant composée de fines particules de tholins couvrant la surface. Cette unité n'est pas corrélée aux données RADAR, ce qui implique qu'elle n'existerait que sous la forme d'une fine couche drapant la surface (Soderblom *et al.*, 2007a).

Deux zones anormalement brillantes à 5 μm , Tui Regio et Hotei Regio, apparaissent au sein de Xanadu dans les données VIMS (*5 μm -bright unit*). Les premières estimations de composition à l'aide des spectres VIMS sembleraient suggérer une composition incluant du givre de dioxyde de carbone CO₂ (McCord *et al.*, 2008), finalement exclue par la ré-analyse des données par Clark *et al.* (2010). Du cyanoacétylène, identifié dans Tui Regio, serait en revanche fortement présent dans ces unités (Clark *et al.*, 2010).

Enfin, des terrains bleu foncés sur la Fig. 3.8 apparaissent dans les terrains sombres avec les données VIMS (*dark blue unit*), le long de la bordure Est de certains terrains brillants. Ces terrains bleu foncés seraient enrichis en glace d'eau par rapport aux autres régions de Titan et

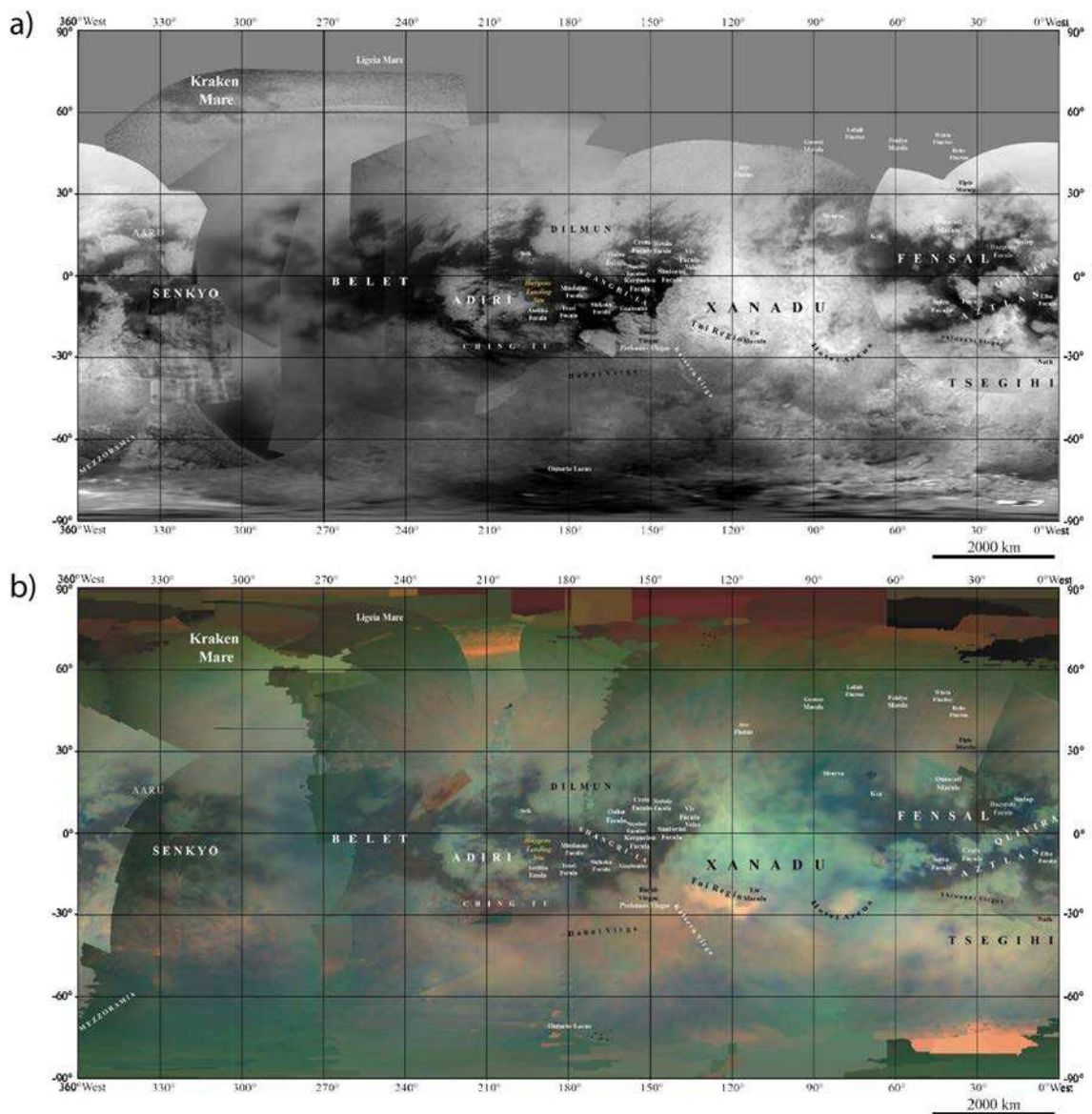


FIGURE 3.8 – Cartes globales de l'albédo de la surface de Titan vu dans l'infrarouge par **a)** ISS et **b)** VIMS (R : 5 μm , V : 2 μm et B : 1,3 μm). Images : [Stephan et al. \(2009\)](#).

pourraient constituer des affleurements du socle glacé titanien ([Rodriguez et al., 2006](#); [Soderblom et al., 2007a](#)) ou une exposition de particules issues du socle et redéposées en surface suite à des impacts ([Le Mouélic et al., 2008](#)). Le module Huygens a atterri dans ces terrains bleu foncés le 14 Janvier 2005 ([Rodriguez et al., 2006](#)). La caméra DISR à bord de Huygens identifie dans ces terrains la présence possible de glace d'eau, de composés organiques complexes et d'un composé non-identifié absorbant à 1,54 μm ([Tomasko et al., 2005](#); [Schröder et Keller, 2008](#)), tandis que l'instrument GCMS identifie la présence de plusieurs hydrocarbures dont du méthane, de l'éthane, de l'acétylène et du benzène ([Niemann et al., 2005, 2010](#)).

On peut noter que les cartes VIMS présentent des frontières ou « coutures » significatives entre

les jeux de données. Cet effet est dû à la forte influence de l'atmosphère sur le signal enregistré par l'instrument. La méthode de correction empirique des effets atmosphériques dans les images VIMS développée durant cette thèse (Section 5.4) s'appuie notamment sur la disparition de ces artefacts présents dans les mosaïques d'images VIMS.

3.3.1.2 La cartographie avec le RADAR

Les cartes établies avec l'instrument RADAR (Fig. 3.9) permettent un accès aux propriétés physiques de la surface de Titan. En imagerie SAR, on constate l'absence de zones à forte rétro-diffusion radar, très brillantes et à facettes triangulaires, typiques des montagnes. Ceci semblerait indiquer l'absence de forts reliefs (Fig. 3.9a).

Des zones à très faible rétrodiffusion sont rencontrées aux hautes latitudes Nord et Sud (à la fois en mode SAR et en mode diffusométrie) et sont corrélées à des terrains sombres dans les quelques données infrarouges acquises à ces latitudes : ce sont les lacs et les mers de Titan. Les lacs et les mers font l'objet de la Section 3.4, dans laquelle je décris l'ensemble des connaissances acquises sur ces objets « hydrologiques ».

La présence d'un pic de rétrodiffusion radar dans les données de diffusométrie localisé au niveau de Xanadu (Fig. 3.9b) montre que Xanadu est probablement la région la plus rugueuse de Titan (Wye *et al.*, 2007; Janssen *et al.*, 2009, 2011; Radebaugh *et al.*, 2011). À l'inverse, les lacs et les mers ont des rétrodiffusions très faibles ce qui implique que leur surface serait très lisse à la longueur d'onde du RADAR (2,17 cm).

La partie réelle de la constante diélectrique¹ de la surface de Titan (Fig. 3.9c), estimée à partir de mesures de polarisation de l'émission thermique, est faible, comprise en moyenne entre 1,5 et 2 (Wye *et al.*, 2007; Zebker *et al.*, 2008; Janssen *et al.*, 2009). Ces valeurs sembleraient indiquer que la glace d'eau, ayant une constante diélectrique dont la partie réelle est plus forte (de l'ordre de 3,1 (Paillou *et al.*, 2008a)), n'affleure pas en surface de manière pure. Ceci est cohérent avec une surface composée d'hydrocarbures solides (Paillou *et al.*, 2008a), envisagée depuis l'élaboration des premiers modèles photochimiques de l'atmosphère (Yung *et al.*, 1984; Lara *et al.*, 1994; Toubanc *et al.*, 1995).

La température physique de la surface de Titan est quasiment constante (comprise entre 90 et 94 K). La température de brillance délivrée par le mode radiomètre du RADAR (Fig. 3.9d) permet une estimation de l'émissivité de la surface et montre que celle-ci est quasiment constante sur toute la surface, excepté au niveau de Xanadu, qui possède une faible émissivité (Paganelli *et al.*, 2007; Zebker *et al.*, 2008; Janssen *et al.*, 2009; Radebaugh *et al.*, 2011). Les lacs et les mers semblent quant à eux avoir une plus forte émission thermique que les régions adjacentes (Janssen *et al.*, 2009).

Enfin, Xanadu possède une forte fraction de diffusion volumique (diffusion dans la sub-surface) par rapport au reste de la surface de Titan qui possède une composante de diffusion volumique globalement homogène. Cette forte diffusion volumique pourrait refléter l'existence de microstruc-

1. La constante diélectrique d'un matériau est un nombre complexe régissant ses propriétés d'absorption (partie imaginaire), de rétrodiffusion (partie réelle) et de transparence (tangente de perte) aux micro-ondes.

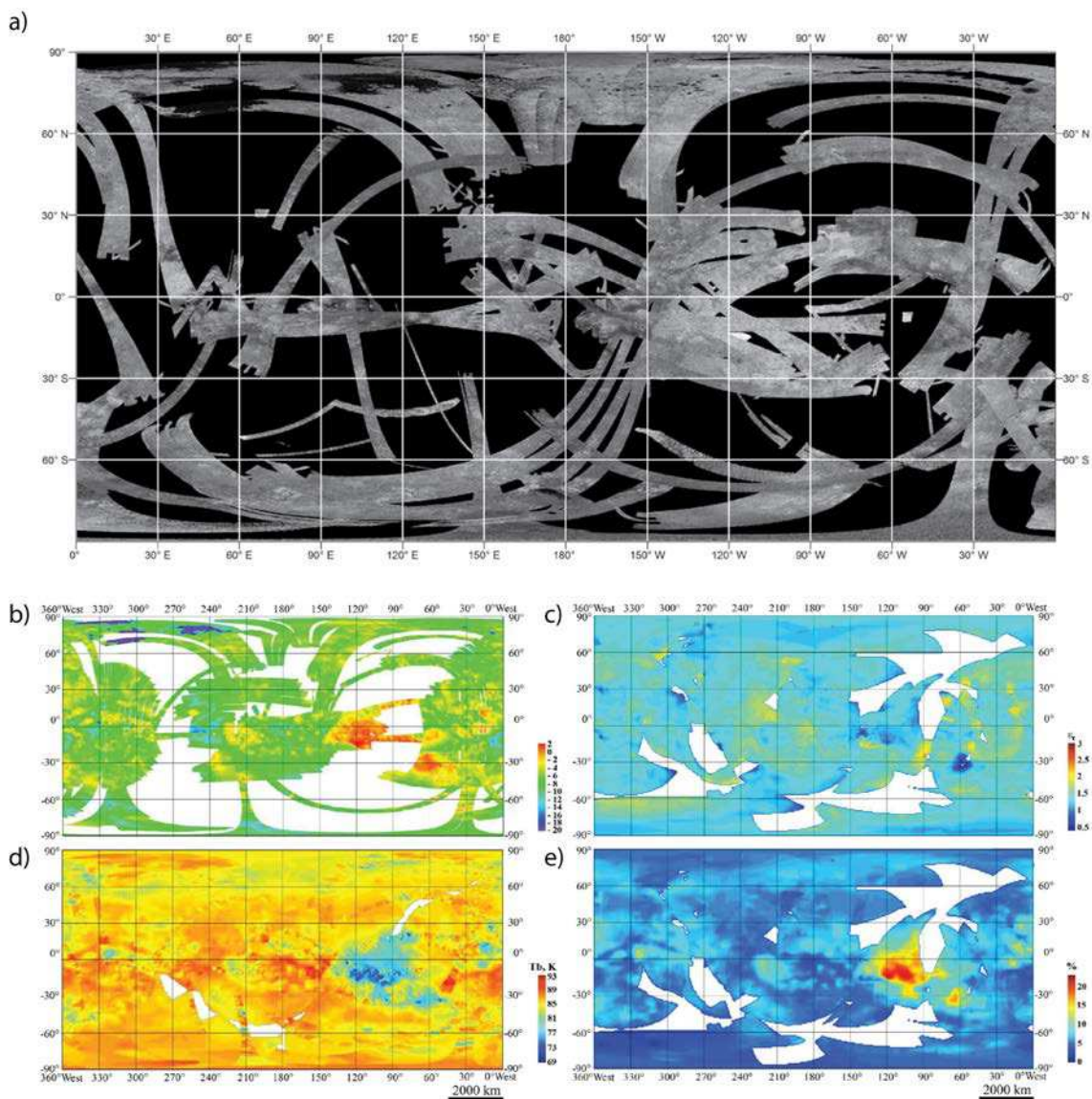


FIGURE 3.9 – Cartes des propriétés globales de la surface de Titan réalisées à partir des données RADAR. **a)** Carte globale de la surface de Titan avec le mode SAR (*Synthetic Aperture Radar*), permettant l'imagerie précise de la surface. **b)** Carte de rétrodiffusion radar à l'aide du mode diffusométrie. **c)** Carte de la constante diélectrique. **d)** Carte de température de brillance de la surface acquise avec le mode passif radiomètre, servant d'approximation pour estimer l'émissivité de la surface dans le domaine des micro-ondes. **e)** Carte de la diffusion volumique (diffusion des ondes radar au sein de la surface). La carte SAR est issue du SIG réalisé au LPGNantes, les autres cartes sont issues de [Janssen et al. \(2009\)](#).

tures organisées dans la sub-surface. Xanadu est donc une région atypique sur Titan à la fois en infrarouge, mais aussi en radar ([Paganelli et al., 2007](#); [Janssen et al., 2009, 2011](#)).

Les données RADAR sont aussi utilisées pour obtenir des informations sur la topographie de la surface de Titan, à travers l'acquisition de données altimétriques ([Zebker et al., 2009a](#)), la

dérivation de topographies par la technique du SARTopo² (Stiles *et al.*, 2009), la radarclinométrie³ (Radebaugh *et al.*, 2007; Neish *et al.*, 2010), et la création de modèles numériques de terrain (MNT) grâce à de la radargrammétrie ou stéréoscopie⁴ (Kirk *et al.*, 2007; Kirk et Howington-Kraus, 2008). Les premiers résultats indiquent que les variations topographiques supérieures à 1000 m sont rares sur Titan et que la plupart des reliefs ne mesurent que quelques centaines de mètres de hauteur (Kirk et Howington-Kraus, 2008). L'analyse de la topographie de Titan par la détermination de sa courbe hypsométrique⁵ à l'aide des données RADAR SARTopo indique aussi que la surface de Titan est globalement plane, avec des variations maximales de hauteur inférieures à 2000 m tandis que sur Terre, ces variations atteignent 10 à 30 km (Lorenz *et al.*, 2011b).

3.3.2 Les paysages de Titan

Dans cette Section, je décris les principales formes du paysage recensées à la surface de Titan excepté les lacs et les mers auxquels la Section 3.4 est consacrée. L'organisation de la section est inspirée de la publication de Lopes *et al.* (2010), séparant les grandes structures de la surface de Titan en différents sous-ensembles géologiques.

3.3.2.1 Les plaines

Aux moyennes et hautes latitudes, de vastes étendues s'étalant sur des centaines de kilomètres semblent dépourvues de structures géologiques marquantes (Elachi *et al.*, 2006; Stofan *et al.*, 2006; Lopes *et al.*, 2010). Elles résident à de faibles altitudes et constituent les plaines de Titan. Elles sont soit de type indifférenciées, très homogènes dans les images SAR avec une rétrodiffusion intermédiaire, soit de type « marbrées » (*mottled plains*), possédant une rétrodiffusion intermédiaire et des formes irrégulières et contenant quelques structures brillantes ou sombres (Lopes *et al.*, 2010). Ce dernier type de plaines est vu plutôt aux hautes latitudes Nord.

3.3.2.2 Les terrains montagneux et vallonnés

Les terrains montagneux et vallonnés sont mis en évidence grâce aux données RADAR et VIMS acquises lors des premiers survols de Titan en 2005 et suggèrent la présence possible de tectonique active (Barnes *et al.*, 2007b; Radebaugh *et al.*, 2007; Lunine *et al.*, 2008a) couplée à des phénomènes d'érosion (Radebaugh *et al.*, 2007; Langhans *et al.*, 2012). Ces terrains sont des rides montagneuses linéaires, des collines ou des blocs isolés et topographiquement plus hauts que les terrains alentours. Des zones brillantes autour de ces objets géologiques sont interprétées comme des tabliers de débris (Radebaugh *et al.*, 2007; Lopes *et al.*, 2010). La hauteur moyenne de

2. La technique du SARTopo dérive la topographie le long des recouvrements des cinq faisceaux constituant une trace RADAR SAR acquise lors d'un survol donné.

3. La radarclinométrie dérive la topographie en fonction des variations de brillance (ou ombrages) occasionnées par les conditions d'observations dans des zones à reliefs

4. La stéréoscopie ou stéréogrammétrie dérive la topographie par le biais de deux traces RADAR SAR acquises lors de différents survols, se recouvrant et possédant des conditions d'observations différentes. Plus les conditions d'observation sont différentes, plus la topographie est précise

5. La courbe hypsométrique d'une planète décrit l'aire de la planète supérieure à une élévation donnée. Une courbe unimodale, comme pour Titan, signifie que l'élévation de la surface ne varie que très peu autour d'une élévation donnée.

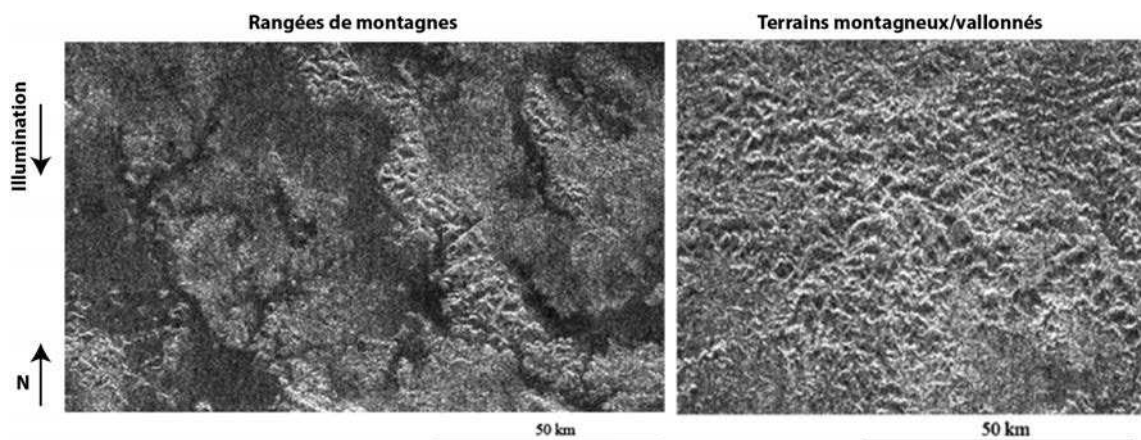


FIGURE 3.10 – Exemple de montagnes linéaires et de terrains montagneux rencontrés dans la partie centrale de Xanadu. Images : [Radebaugh *et al.* \(2011\)](#).

ces reliefs est évaluée à quelques centaines de mètres à 1 km, avec quelques rares pics atteignant 2 km ([Radebaugh *et al.*, 2007](#); [Kirk et Howington-Kraus, 2008](#); [Lunine *et al.*, 2008a](#)). Xanadu, la vaste province équatoriale brillante d'environ 4500 km de diamètre, fait partie de ces terrains montagneux et vallonnés et possède des pics montagneux évalués à environ 2000 m de hauteur ([Lopes *et al.*, 2010](#); [Radebaugh *et al.*, 2011](#)). Ses parties centrale et orientale sont probablement les zones les plus rugueuses et accidentées de Titan. Les montagnes de Xanadu sont représentées sur la Fig. 3.10 à titre d'exemple.

[Radebaugh *et al.* \(2007\)](#), [Radebaugh *et al.* \(2011\)](#) et [Solomonidou *et al.* \(2012\)](#) suggèrent plusieurs scénarios de formation des terrains montagneux : (1) compression crustale entraînant l'élévation d'un relief, suggérée par l'existence de chaînes de montagnes linéaires, compatible avec le modèle de [Mitri *et al.* \(2010\)](#) ; (2) extension crustale produisant des séries de grabens et de horsts, de façon similaire à la région des Basin and Range (Sud Ouest des États-Unis et Nord du Mexique) ; (3) blocs impactant la surface issus des éjectas de cratères d'impacts ; (4) reliques d'une couche de surface érodée au fil du temps par des pluies de méthane. Cependant, [Moore et Pappalardo \(2011\)](#) mettent en évidence le fait que des facteurs n'impliquant pas une géologie interne active, tel le refroidissement interne de Titan ([Mitri *et al.*, 2010](#)) ou des effets orbitaux ([Moore et Pappalardo, 2011](#)), pourraient expliquer de telles morphologies. La région des Montagnes Rocheuses, des Basin and Range ou du Plateau du Colorado aux États-Unis consitueraient des analogues terrestres potentiels pour ces reliefs ([Solomonidou *et al.*, 2012](#)).

3.3.2.3 Les terrains labyrinthiques

Quelques zones labyrinthiques existent sur Titan à haute latitude, et sont formées par des vallées et des chaînes de montagnes imbriquées. Sikun Labyrinthus (77°S 30°W, Fig. 3.11) ([Malaska *et al.*, 2010](#)) est la seule zone appartenant aux terrains labyrinthiques ayant une dénomination. On y trouve des dépressions topographiques closes séparées des terrains environnants par des rides topographiques formant des réseaux polygonaux. D'autres rides topographiques semblent isolées

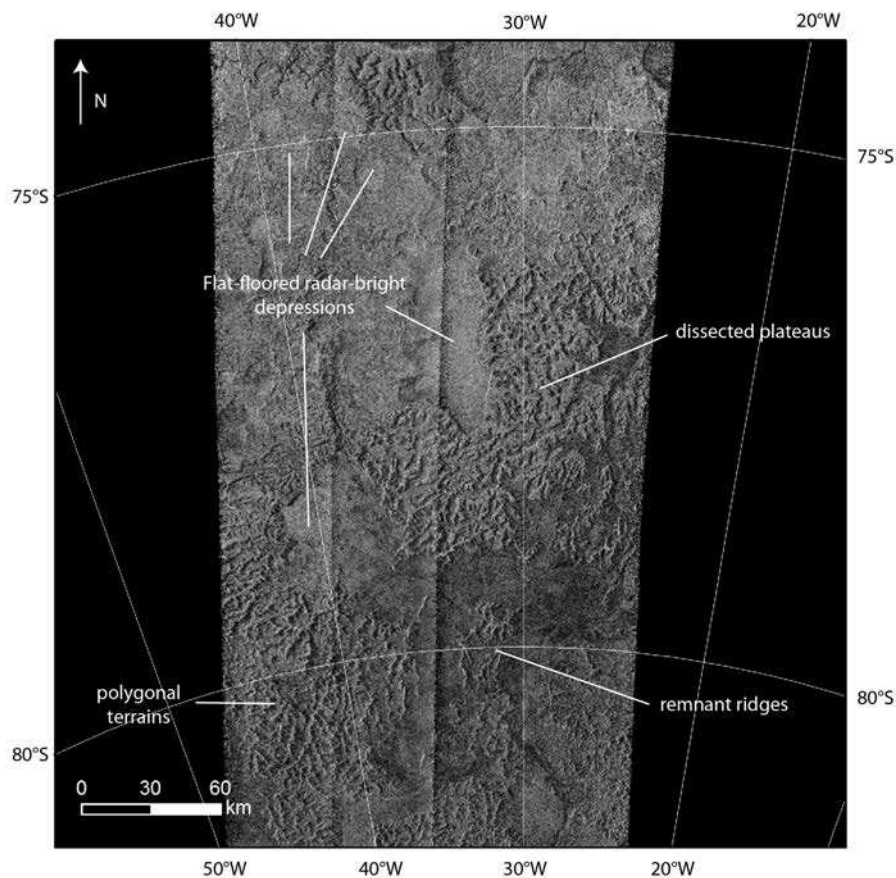


FIGURE 3.11 – Les terrains labyrinthiques de Sikun Labyrinthus. Image issue du SIG développé au LPGNantes.

au milieu de la plaine alentour. Des zones ressemblant à des plateaux disséqués par des vallées à fond plat, dont les terminaisons ressemblent à des terminaisons en amphithéâtre, sont aussi présentes dans l'image. On trouve aussi dans ces terrains de vastes dépressions topographiques à fond plat et à bords topographiques abrupts. Je reviendrai sur l'interprétation de ces terrains faite par [Malaska *et al.* \(2010\)](#) et sur leur importance dans la recherche de contraintes sur les mécanismes de formation des dépressions lacustres de Titan dans la Section 9.3.

3.3.2.4 Les structures cryovolcaniques

La présence actuelle de méthane dans l'atmosphère de Titan, alors que sa durée de vie est relativement courte aux échelles de temps géologiques (quelques dizaines de Ma), implique un mécanisme de réapprovisionnement de l'atmosphère. Le cryovolcanisme pourrait jouer ce rôle de passerelle entre du méthane piégé dans Titan, la surface et l'atmosphère ([Tobie *et al.*, 2006](#); [Mitri *et al.*, 2008](#)). Ce type de processus expliquerait aussi la présence d'Argon ^{40}Ar dans l'atmosphère de Titan, mesurée par l'instrument GCMS ([Niemann *et al.*, 2005, 2010](#)), l' ^{40}Ar étant produit par la désintégration radioactive du Potassium ^{40}K contenu dans la partie rocheuse de l'intérieur de Titan ([Tobie *et al.*, 2009](#)).

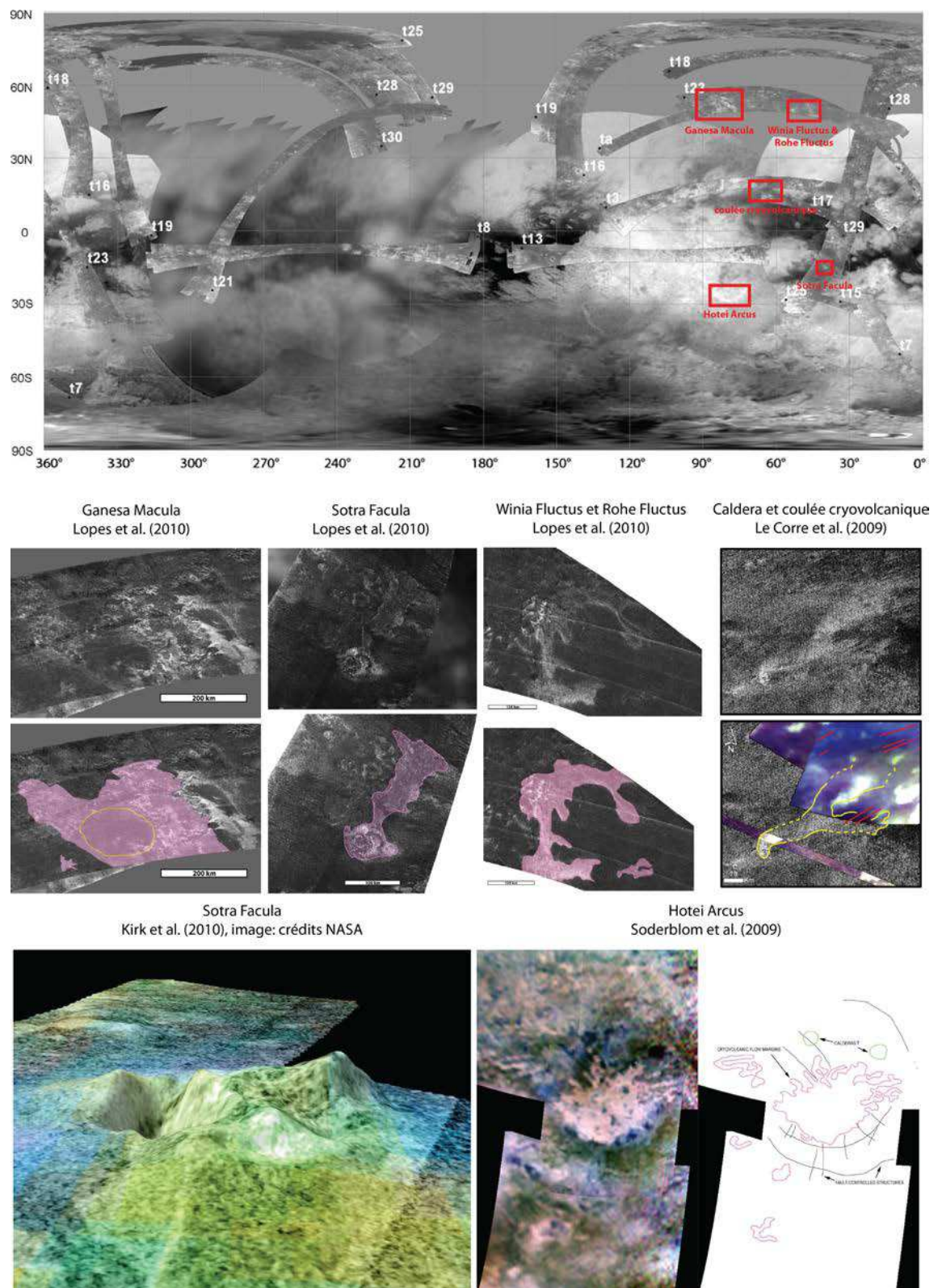


FIGURE 3.12 – Structures interprétées comme étant cryovolcaniques (édifices et coulées) à la surface de Titan.

Quelques structures à la surface de Titan sont potentiellement attribuées à du cryovolcanisme (Lopes *et al.*, 2010; Solomonidou *et al.*, 2012). La Fig. 3.12 montre ces structures potentiellement identifiées comme cryovolcaniques d'après Lopes *et al.* (2010). Tortola Facula est le premier édifice potentiellement cryovolcanique identifié sur Titan (Sotin *et al.*, 2005). Tui Regio (Barnes *et al.*, 2006; Solomonidou *et al.*, 2012) et Hotei Arcus (Barnes *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 2009; Soderblom *et al.*, 2009; Wall *et al.*, 2009; Solomonidou *et al.*, 2012), l'arc brillant contenu dans Hotei Regio, ont aussi été interprétés comme liés à la présence de cryovolcanisme. Nelson *et al.* (2009) identifient même des changements d'albédo entre différentes observations VIMS au niveau d'Hotei Arcus qui pourraient témoigner d'une activité cryovolcanique actuelle. Ganesa Macula a dans un premier temps été interprété comme un vaste dôme cryovolcanique (Stofan *et al.*, 2006; Lopes *et al.*, 2007). Quelques figures ressemblant à des écoulements de surface sont aussi interprétés comme des coulées cryovolcaniques (Lopes *et al.*, 2007; Le Corre *et al.*, 2009; Wall *et al.*, 2009).

Cependant, Moore et Howard (2010) et Moore et Pappalardo (2011) montrent que l'interprétation de la plupart de ces structures est critiquable : elles peuvent toutes être associées à des processus exogènes (altération, érosion, dépôt) plutôt qu'endogènes (tectonique, cryovolcanisme) : Hotei Arcus et Tui Regio seraient plutôt des bassins topographiques, tandis que Tortola Facula ne serait en réalité qu'une partie des terrains montagneux et vallonnés et que Ganesa Macula n'aurait finalement pas une forme de dôme. L'édifice cryovolcanique le plus crédible reste Sotra Facula (Kirk *et al.*, 2010). Cet édifice est composé de deux pics topographiques hauts de plus de 1000 m juxtaposés à une dépression topographique très marquée, évaluée à 1500 m de profondeur.

3.3.2.5 Les cratères d'impact

Il n'existe que peu de cratères d'impact identifiés avec certitude sur Titan, ce qui indique une surface relativement jeune. Parmi eux existent Menrva (Porco *et al.*, 2005; Elachi *et al.*, 2006; Stofan *et al.*, 2006; Williams *et al.*, 2011), un vaste cratère de 445 km de diamètre situé au Nord-Ouest du champ de dunes Fensal ; Sinlap (Elachi *et al.*, 2006; Stofan *et al.*, 2006; Soderblom *et al.*, 2007a; Le Mouélic *et al.*, 2008), un cratère d'environ 80 km de diamètre situé dans le champ de dunes Fensal au Nord des terrains brillants de Quivira ; Ksa (Lorenz *et al.*, 2007), un cratère de 30 km de diamètre situé à proximité de Menrva ; Selk (Soderblom *et al.*, 2010), un cratère de 80 km localisé dans le champ de dunes de Shangri-La ; Afekan (Wood *et al.*, 2010; Neish et Lorenz, 2012), un cratère de 115 km situé à proximité de du cratère Selk, au Nord des terrains brillants de Adiri ; et Paxsi (Buratti *et al.*, 2012), un cratère de 120 km situé dans la partie Ouest du champ de dunes Senkyo, non loin du cratère Sinlap.

Lorenz *et al.* (2007), Wood *et al.* (2010), Neish et Lorenz (2012) publient des études recensant la population de cratères d'impacts sur Titan. Lorenz *et al.* (2007) soulignent la quasi absence de petits cratères d'impact et la rareté des cratères d'impact de taille moyenne dans les premiers jeux de données RADAR (jusqu'en 2006), suggérant que la surface de Titan est relativement jeune (quelques centaines de Ma). Les recensements suivants par Wood *et al.* (2010) et Neish et Lorenz (2012) aboutissent à l'identification d'une soixantaine de structures cratériformes, suggérant aussi

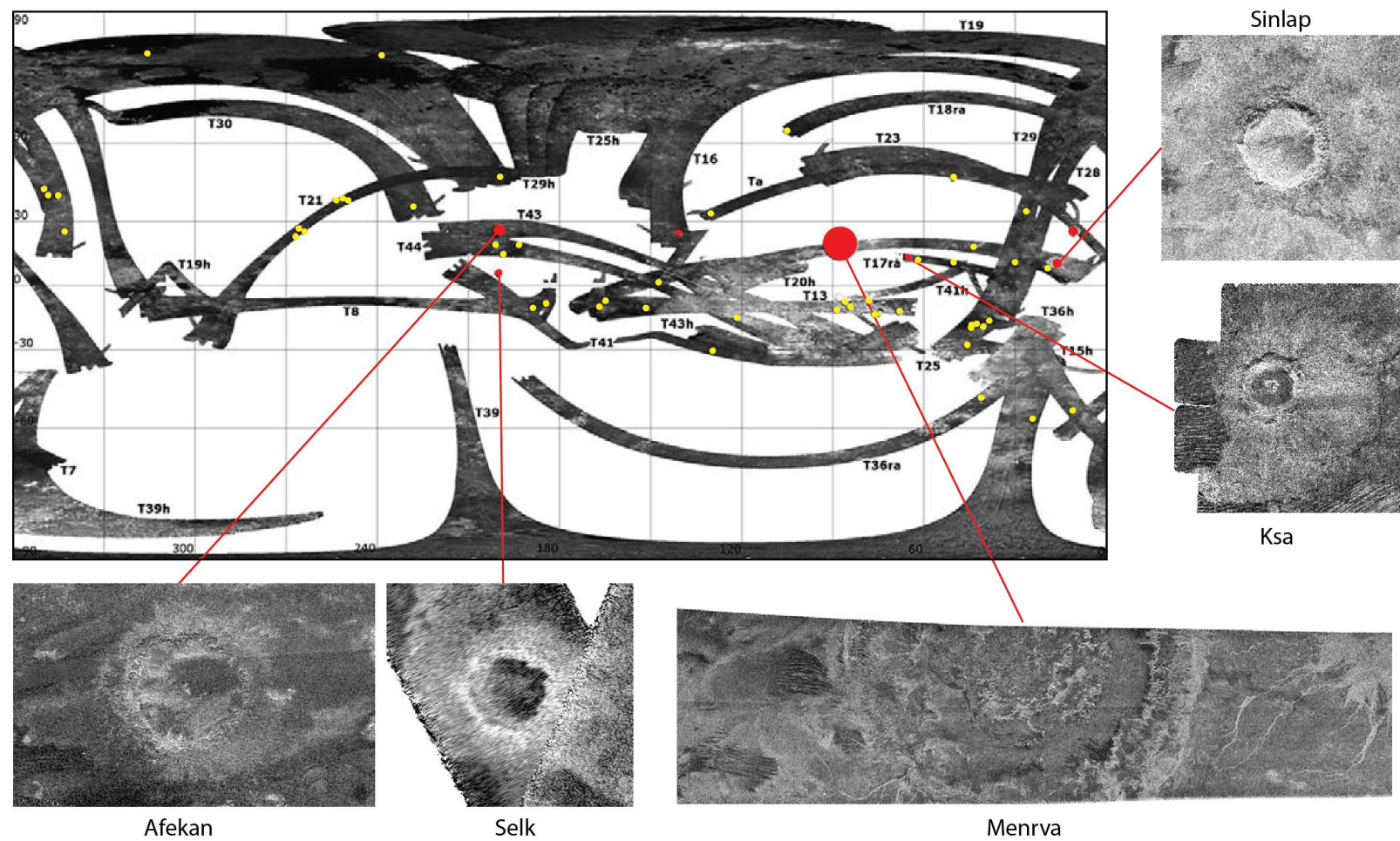


FIGURE 3.13 – Carte de répartition des cratères d'impacts sur Titan selon [Wood et al. \(2010\)](#) et zooms sur les cratères d'impacts les plus remarquables. Diamètre des cratères : Menrva 445 km, Afekan 115 km, Sinlap 80 km, Selk 80 km, Ksa 30 km.

un âge jeune de la surface de Titan, compris entre 100 Ma et 1,2 Ga. La carte représentée Fig. 3.13 montre la répartition des cratères d'impacts sur Titan d'après [Wood *et al.* \(2010\)](#) ainsi que la morphologie des cratères les plus remarquables. Récemment, [Brown *et al.* \(2011\)](#) suggèrent à partir des données VIMS que Xanadu occuperait le site d'un ancien bassin d'impact.

3.3.2.6 Les dunes longitudinales

De vastes structures linéaires et sombres au RADAR sont identifiées pour la première fois lors du survol T3 en 2005 ([Elachi *et al.*, 2006](#); [Lunine *et al.*, 2008a](#)), et interprétées comme des dunes. Les dunes sont confinées essentiellement aux régions comprises entre l'équateur et 30° de latitude ([Lunine *et al.*, 2008a](#); [Radebaugh *et al.*, 2008](#); [Lunine et Lorenz, 2009](#); [Lopes *et al.*, 2010](#)). Quelques rares exceptions existent à plus hautes latitudes vers 55°N ([Lorenz et Radebaugh, 2009](#)). Les dunes sont corrélées aux unités sombres ou marron foncées vues par ISS et VIMS. Elles couvrent environ 12,5 % de la surface de Titan et jusqu'à plus de 50 % des basses latitudes ([Le Gall *et al.*, 2011](#)). Les plus vastes champs de dunes sur Titan, aussi appelés « mers de sable », sont Belet et Shangri-La (Fig. 3.8). D'autres champs de dunes tels Fensal, Aztlan ou Senkyo, couvrent une fraction importante de la surface de Titan ([Le Gall *et al.*, 2012](#)). Ces champs de dunes occupent des bassins topographiques ayant des altitudes comprises entre -400 et 0 m ([Le Gall *et al.*, 2012](#)).

Les dunes sont interprétées comme étant composées de matériaux organiques non consolidés ([Barnes *et al.*, 2007a](#); [Paganelli *et al.*, 2007](#); [Soderblom *et al.*, 2007a](#); [Barnes *et al.*, 2008](#); [Janssen *et al.*, 2009](#)) et constitueraient ainsi les plus vastes réservoirs d'hydrocarbures sur Titan ([Lorenz *et al.*, 2008b](#)). Les dunes sur Titan ressemblent aux dunes longitudinales terrestres ([Elachi *et al.*, 2006](#); [Lorenz *et al.*, 2006](#); [Lorenz et Radebaugh, 2009](#)). Elles sont orientées Ouest-Est et contournent les obstacles topographiques ([Lancaster, 2006](#); [Lorenz, 2006](#); [Radebaugh *et al.*, 2008](#); [Lorenz et Radebaugh, 2009](#); [Radebaugh *et al.*, 2010](#)), ce qui suggère une direction de transport éolien de particules de l'Ouest vers l'Est ([Lorenz *et al.*, 2006](#); [Lorenz et Radebaugh, 2009](#)). Elles possèdent une hauteur de l'ordre de 30 à 180 m, une longueur de plusieurs centaines de km pour une largeur de 1 à 2 km, et sont espacées de 1 à 4 km ([Lorenz *et al.*, 2006](#); [Barnes *et al.*, 2008](#); [Radebaugh *et al.*, 2008](#); [Neish *et al.*, 2010](#)), pouvant laisser apparaître ce qui est interprété comme un inter-dunes composé de socle exposé ([Barnes *et al.*, 2008](#); [Radebaugh *et al.*, 2011](#)). La fraction de cet inter-dunes augmente avec la latitude en direction du Nord, ce qui implique que l'essentiel des sédiments éoliens mobilisables pour le transport est concentré aux plus basses latitudes ([Savage *et al.*, 2010](#); [Savage et Radebaugh, 2011](#); [Le Gall *et al.*, 2011](#)).

Les dunes sur Titan sont très similaires aux dunes rencontrées dans les déserts terrestres (climats arides à hyper-arides) et plus particulièrement dans les déserts du Namib et du Sahara ([Lancaster, 2006](#); [Lorenz *et al.*, 2006](#); [Neish *et al.*, 2010](#); [Radebaugh *et al.*, 2010](#)), de Lybie ([Radebaugh *et al.*, 2010](#)), d'Égypte ([Radebaugh *et al.*, 2008](#)), de Chine ([Radebaugh, 2009](#)), d'Oman (Arabie Saoudite) ([Le Gall *et al.*, 2012](#)) ou du Kalahari (Namibie) ([Lancaster, 2006](#); [Le Gall *et al.*, 2012](#)). La Fig. 3.14 montre quelques champs de dunes sur Titan et des analogues terrestres potentiels dans ces déserts.

Sur Terre, les dunes longitudinales se développent grâce à l'alternance des régimes de vents

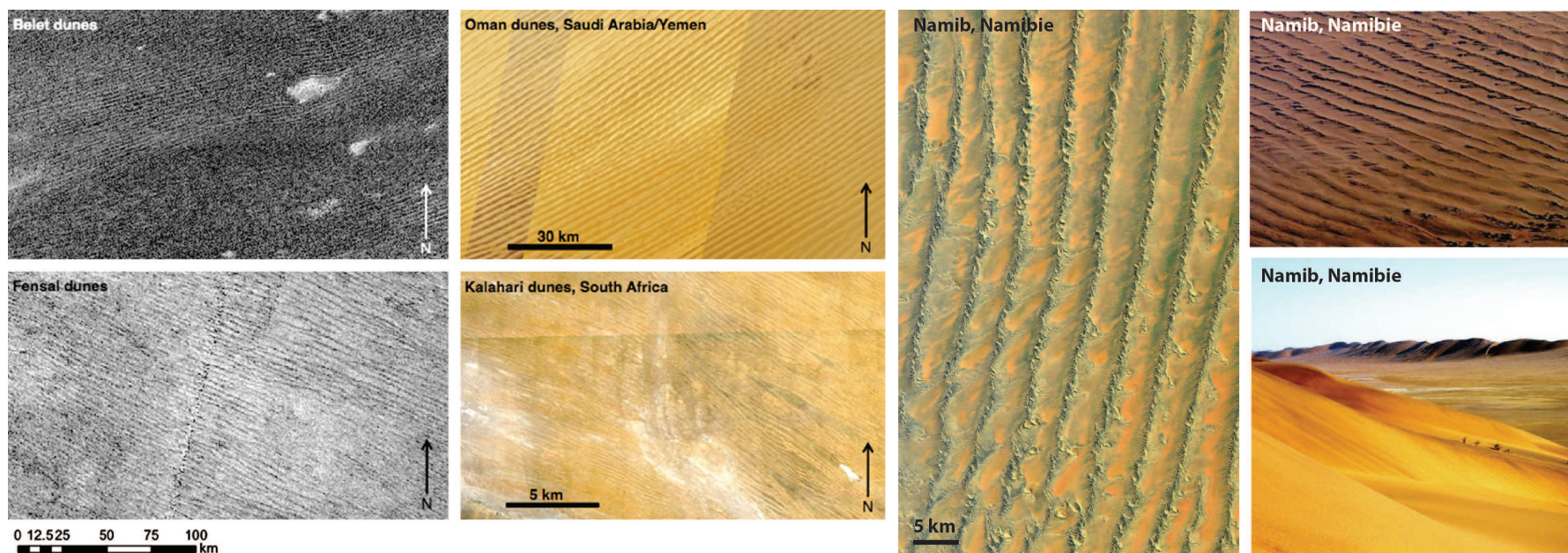


FIGURE 3.14 – Champs de dunes sur Titan et analogues terrestres possibles dans les déserts du Namib (Namibie) ([Lancaster, 2006](#); [Lorenz, 2006](#)), d'Oman (Arabie-Saoudite) et du Kalahari (Namibie) ([Le Gall et al., 2012](#)).

soufflant de part et d'autre des dunes (Radebaugh *et al.*, 2010). La cohésion entre les grains de sable pourrait aussi jouer un rôle important dans le développement des dunes longitudinales sur Titan (Radebaugh, 2009; Rubin et Hesp, 2009). Les dunes se superposent à d'autres structures géologiques (Lunine *et al.*, 2008a; Wood *et al.*, 2010; Radebaugh *et al.*, 2010) et sont considérées comme parmi les structures géologiques les plus jeunes sur Titan.

Je montrerai par la suite que l'analogie entre Titan et les régions arides de la Terre, comme la Namibie, n'est pas restreinte uniquement aux champs de dunes. Elle s'étend aussi aux morphologies lacustres des régions polaires de Titan, décrites dans les Chapitres 7 et 9.

3.3.2.7 Les réseaux fluviaux

Des structures en forme de vallées ou de chenaux fluviaux, linéaires ou dendritiques, sont détectées pour la première fois sur Titan par les instruments ISS (Porco *et al.*, 2005) et RADAR (Elachi *et al.*, 2005) de la sonde Cassini, et par la caméra DISR du module Huygens (Tomasko *et al.*, 2005). La première image acquise à la surface de Titan par Huygens montre que le module s'est posé dans une zone composée de sédiments fins et de galets arrondis ressemblant à un lit de rivière ou de lac asséché, non loin de vallées fluviales de 17 à 250 m de largeur (Tomasko *et al.*, 2005; Perron *et al.*, 2006; Karkoschka *et al.*, 2007; Soderblom *et al.*, 2007b; Langhans *et al.*, 2012). La Fig. 3.15 montre quelques images de la surface de Titan acquises par DISR lors de la descente et de l'atterrissage du module Huygens, laissant apparaître ces possibles vallées ou chenaux fluviaux.

Les réseaux fluviaux sont nombreux à la surface de Titan. Leurs chenaux mesurent quelques centaines de km de long pour quelques centaines de mètres à quelques km de large. Les réseaux fluviaux possèdent des morphologies dendritiques, anastomosées ou linéaires (Barnes *et al.*, 2007a,b; Lorenz *et al.*, 2008a; Jaumann *et al.*, 2008; Burr *et al.*, 2009; Lunine et Lorenz, 2009; Lopes *et al.*, 2010; Malaska *et al.*, 2011a; Langhans *et al.*, 2012) et apparaissent sombres ou brillants au RADAR (Elachi *et al.*, 2005, 2006; Stofan *et al.*, 2006, 2007; Jaumann *et al.*, 2008; Lorenz *et al.*, 2008a; Lunine *et al.*, 2008a; Le Gall *et al.*, 2010; Lopes *et al.*, 2010; Langhans *et al.*, 2012). Les réseaux sombres au RADAR sont principalement localisés aux hautes latitudes et sont interprétés comme remplis par des hydrocarbures liquides ou solides (Stofan *et al.*, 2007; Lorenz *et al.*, 2008a). Certains de ces réseaux sont connectés aux lacs et mers d'hydrocarbures des régions polaires Nord et semblent être liés à la présence d'alcanofères en sub-surface (Stofan *et al.*, 2007; Lorenz *et al.*, 2008a; Langhans *et al.*, 2012). Les réseaux brillants au RADAR sont principalement localisés aux moyennes et basses latitudes et sont interprétés comme des réseaux fluviaux asséchés, remplis par des produits d'érosion fluviaux (ex : galets) (Lorenz *et al.*, 2008a; Le Gall *et al.*, 2010). Cette interprétation est cohérente avec l'observation de possibles cônes alluviaux dans Leilah Fluctus (Le Gall *et al.*, 2010; Lopes *et al.*, 2010) ou dans Elivagar Flumina (Lorenz *et al.*, 2008a; Lunine *et al.*, 2008a), des régions situées respectivement à l'Est de Ganesa Macula et à l'Est du cratère d'impact Menrva.

Du point de vue morphologique, on distingue principalement les réseaux fluviaux dendritiques et les réseaux linéaires. Les réseaux dendritiques sur Titan sont similaires aux réseaux den-

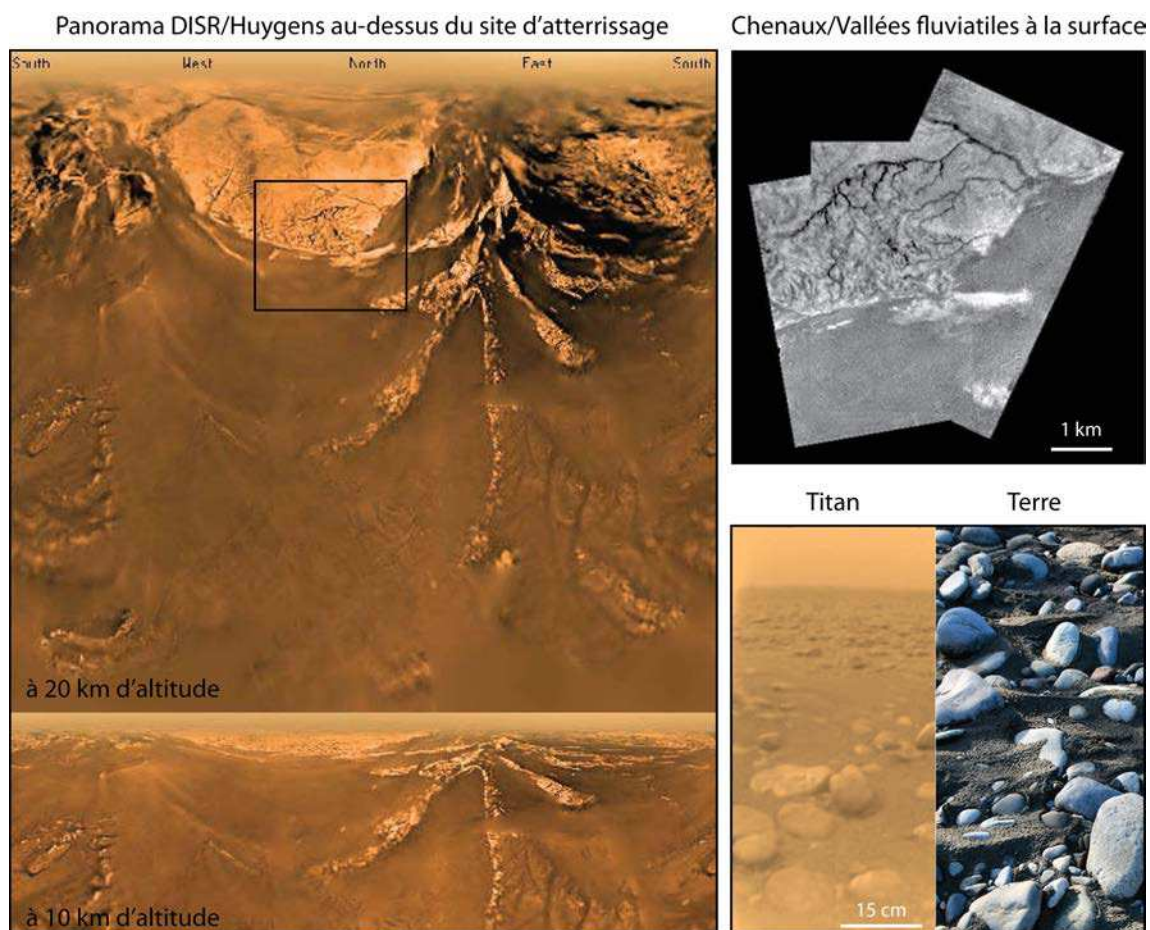


FIGURE 3.15 – Images de Titan acquises par la caméra DISR du module Huygens lors de la descente laissant apparaître des morphologies de chenaux incisés dans la « roche » (encadré noir sur le panorama, image en haut à droite) et première image *in situ* de la surface de Titan (bas droite) laissant supposer que Huygens a pu atterrir dans un lit de rivière asséché analogue aux lits de rivières terrestres (galets arrondis, sédiments fins). Images de gauche : [Stephan et al. \(2009\)](#) ; images de droite : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

dritiques terrestres et sont observés dans les régions polaires Nord ([Stofan et al., 2007](#)), dans la partie Ouest de Xanadu ([Barnes et al., 2007b](#); [Lorenz et al., 2008a](#); [Burr et al., 2009](#); [Radebaugh et al., 2011](#)), ou à proximité du site d'atterrissage de Huygens ([Tomasko et al., 2005](#); [Perron et al., 2006](#); [Karkoschka et al., 2007](#); [Soderblom et al., 2007b](#)). Ils sont formés par des vallées ou des chenaux dont la longueur atteint 450 km pour une largeur de quelques m à 2-3 km et pourraient avoir des profils en "V", par analogie avec les réseaux terrestres ([Langhans et al., 2012](#)). Souvent associés à des reliefs (cratères, montagnes), leur origine pourrait être liée à du ruissellement de surface ([Langhans et al., 2012](#)). D'autres origines comme par exemple de l'érosion par sappement (érosion par les liquides de sub-surface) sont mentionnées ([Tomasko et al., 2005](#); [Perron et al., 2006](#); [Langhans et al., 2012](#)).

Les réseaux linéaires, plus larges (8 km de large au maximum), plus courts (300 km de long au maximum), à fond probablement plus plat et avec une répartition moins étendue que les réseaux

dendritiques, sont détectés dans les plaines des moyennes latitudes (Langhans *et al.*, 2012). L'un des meilleurs exemples de ces réseaux linéaires est Elivagar Flumina (Lorenz *et al.*, 2008a). Ces réseaux sont interprétés comme analogues aux oueds terrestres des régions désertiques (climats aride à hyper-aride), pouvant être inondés de manière brutale lors de précipitations torrentielles puis s'assécher tout aussi rapidement par évaporation (Lorenz *et al.*, 2008a; Lunine *et al.*, 2008a; Langhans *et al.*, 2012).

Burr *et al.* (2006) et Jaumann *et al.* (2008) suggèrent que les chenaux sur Titan sont plus larges et plus incisés que sur Terre, du fait d'une gravité moins importante. Sur Terre, les chenaux et les vallées fluviales les plus larges se développent souvent en lien avec une activité glaciaire. Cependant, une origine des réseaux fluviaux sur Titan liée à des précipitations ponctuelles abondantes semble plus probable étant donné : (1) la difficulté à garder de la glace de méthane stable dans les conditions climatiques actuelles (Lorenz et Lunine, 2005; Burr, 2010); (2) l'organisation des réseaux de vallées dendritiques suggérant une origine par ruissellement (Langhans *et al.*, 2012); et (3) la présence de chenaux ressemblant aux oueds des régions désertiques terrestres (climats aride à hyper-aride), dont l'origine est liée à des précipitations torrentielles (Lorenz *et al.*, 2008a; Langhans *et al.*, 2012). La Fig. 3.16 représente quelques réseaux fluviaux sur Titan et des analogues terrestres potentiels sous climat aride (Lorenz *et al.*, 2008a; Cartwright *et al.*, 2011; Langhans *et al.*, 2012). Nous verrons dans la Partie IV que la formation des réseaux de vallées titaniennes par des précipitations torrentielles sous climat aride est compatible avec notre interprétation du fonctionnement des lacs de Titan.

3.3.2.8 Les lacs et les mers d'hydrocarbures

Contrairement aux hypothèses initiales concernant les liquides sur Titan, il n'existe pas d'océan global d'hydrocarbures à la surface de Titan. En revanche des lacs et des mers sont découverts en 2005 - 2006 dans des données acquises par ISS et le RADAR (McEwen *et al.*, 2005; Lopes *et al.*, 2007; Stofan *et al.*, 2007). Ces corps liquides résident dans les régions polaires de Titan. Mon travail de thèse porte sur l'étude de la morphologie des dépressions lacustres sur Titan et vise à dériver un mode de formation possible pour expliquer leur présence en surface. Par conséquent, je décris les connaissances actuelles sur les lacs et les mers de Titan dans la Section 3.4, consacrée à la problématique de ma thèse.

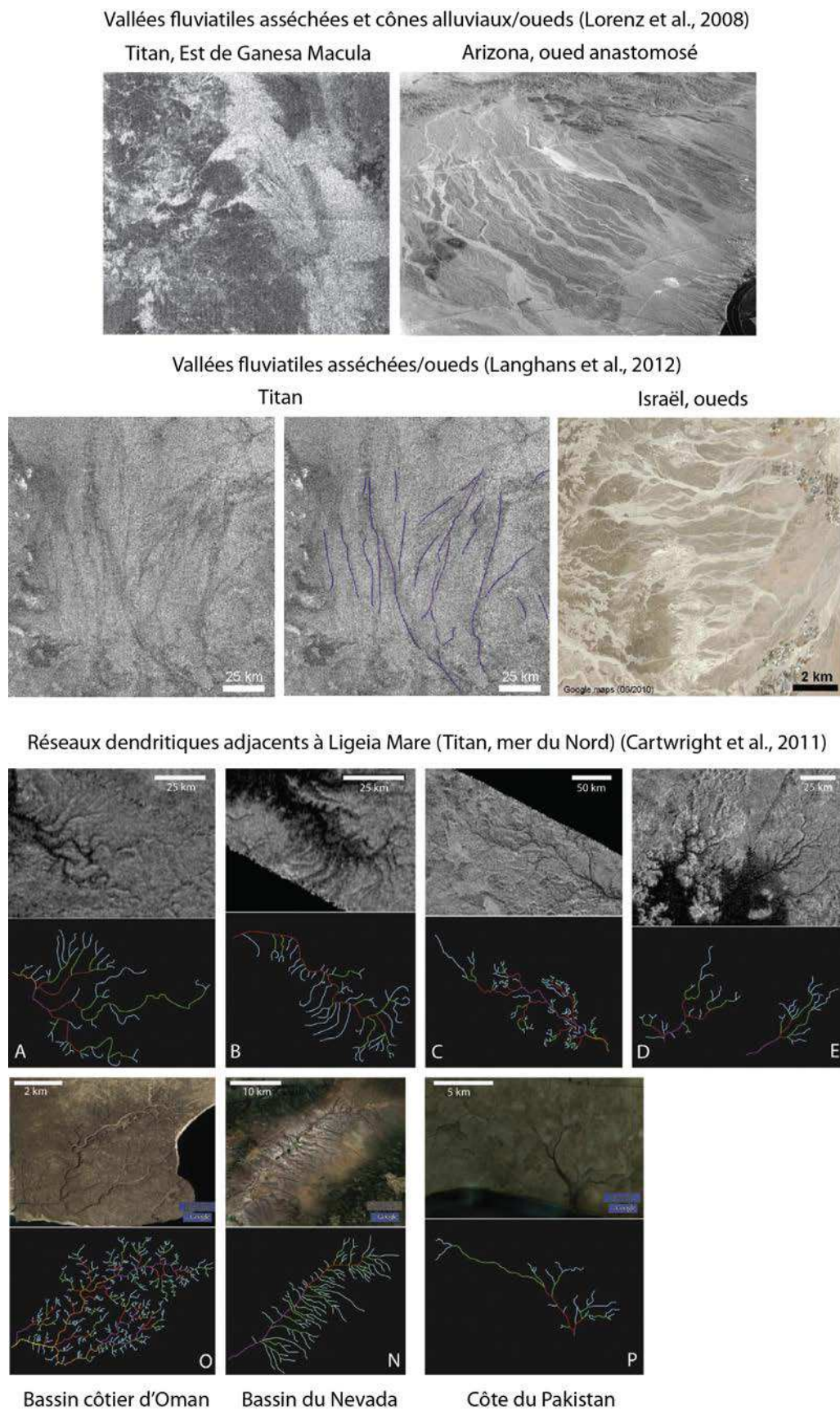


FIGURE 3.16 – Réseaux fluviaux et analogues terrestres (climat aride). Images issues de : [Lorenz et al. \(2008a\)](#); [Cartwright et al. \(2011\)](#); [Langhans et al. \(2012\)](#).

3.4 Les lacs de Titan : répartition, morphologie et composition

Les données acquises à la surface de Titan par l'instrument GCMS du module Huygens montrent une lente évaporation de méthane et d'éthane durant les 1h12 de mesure à la surface et par conséquent que la sub-surface est humide aux basses latitudes (Niemann *et al.*, 2005, 2010). Ceci est très prometteur pour la recherche de corps liquides à la surface de Titan aux hautes latitudes, où la température de surface est plus basse et le méthane de l'atmosphère plus abondant.

L'instrument ISS détecte en 2005 une structure arrondie sombre en infrarouge dans les régions polaires Sud (McEwen *et al.*, 2005; Porco *et al.*, 2005). Cette détection est la première observation de l'un des nombreux lacs de Titan qui ont été découverts par la suite. Ce lac sera appelé Ontario Lacus, à cause de sa taille et de sa forme similaires à celles du lac Ontario (Canada/États-Unis). Il faudra attendre 2006, lors du premier survol au-dessus des régions polaires Nord de Titan, pour que des structures très sombres (et donc très lisses à l'échelle des micro-ondes), possédant une faible constante diélectrique (évaluée par radiométrie) et de fortes similitudes morphologiques avec des lacs terrestres, apparaissent pour la première fois dans les images RADAR prises par la sonde Cassini. Ces structures sombres/lisses au RADAR sont alors interprétées comme des lacs (lacus) et des mers (maria) d'hydrocarbures liquides (Stofan *et al.*, 2007; Lopes *et al.*, 2007).

3.4.1 Répartition des dépressions lacustres en fonction des latitudes

Après l'acquisition de plusieurs jeux de données avec le RADAR, il semble que les dépressions topographiques sombres, interprétées comme des lacs et des mers, soient confinées aux régions polaires de Titan, entre environ 55° de latitude et les pôles (Hayes *et al.*, 2008; Hayes, 2011). Les lacs et les mers apparaissent aussi sombres en infrarouge avec ISS et VIMS (McEwen *et al.*, 2005; Brown *et al.*, 2008; Barnes *et al.*, 2009a; Turtle *et al.*, 2009; Barnes *et al.*, 2011b). Des dépressions topographiques brillantes au RADAR (Hayes *et al.*, 2008) et avec VIMS (Barnes *et al.*, 2011a) sont aussi présentes à ces latitudes et sont interprétées comme des dépressions topographiques vides (lacunae). Selon Hayes *et al.* (2008), leur brillance serait expliquée par leurs propriétés de composition ou par l'existence de microstructures au sein de la sub-surface (Hayes *et al.*, 2008).

Quelques très rares objets ressemblant à des lacs sont potentiellement détectés aux moyennes et basses latitudes Sud avec les instruments VIMS (Griffith *et al.*, 2012; Vixie *et al.*, 2012b) et RADAR (Moore et Howard, 2010). Les détections VIMS incluent un lac potentiel centré à 14°S et 173°W (Griffith *et al.*, 2012) et quelques lacs potentiels aux moyennes latitudes Sud dans la région de Polaznik Macula (41°S, 80°E) (Vixie *et al.*, 2012b). Les détections RADAR sont liées à l'identification de Tui Regio (24°S, 125°W) et Hotei Regio (24°S, 78°W) comme des bassins topographiques abritant plusieurs dépressions vides similaires à celles vues dans les régions polaires (Moore et Howard, 2010).

Les régions polaires Nord

La Fig. 3.17 présente une mosaïque d'images RADAR SAR des régions polaires Nord avec la nomenclature officielle IAU des dépressions lacustres. Les plus grands lacs de ces régions sont

appelés mers ([Lopes et al., 2007](#)). Il existe 3 mers identifiées à l'heure actuelle : Kraken Mare, la plus grande mer de Titan (1170 km de large), Ligeia Mare (500 km de large) et Punga Mare (380 km de large). Les régions polaires Nord possèdent de nombreux lacs dont Jingpo Lacus, le plus grand lac de l'hémisphère Nord avec une longueur d'environ 240 km. De nombreuses dépressions topographiques brillantes au RADAR existent aussi dans les régions polaires Nord. La plus grande portant un nom est Jerid Lacuna et possède une largeur d'environ 42 km. Les régions polaires Nord constituent les régions où les mers, les lacs et les dépressions topographiques vides sont les plus présentes sur Titan. Au vu des images VIMS et ISS acquises dans les régions polaires Nord, il semblerait que Kraken Mare et Ligeia Mare soient interconnectées ([Turtle et al., 2009](#); [Sotin et al., 2012](#)), et possible que Jingpo Lacus les rejoigne.

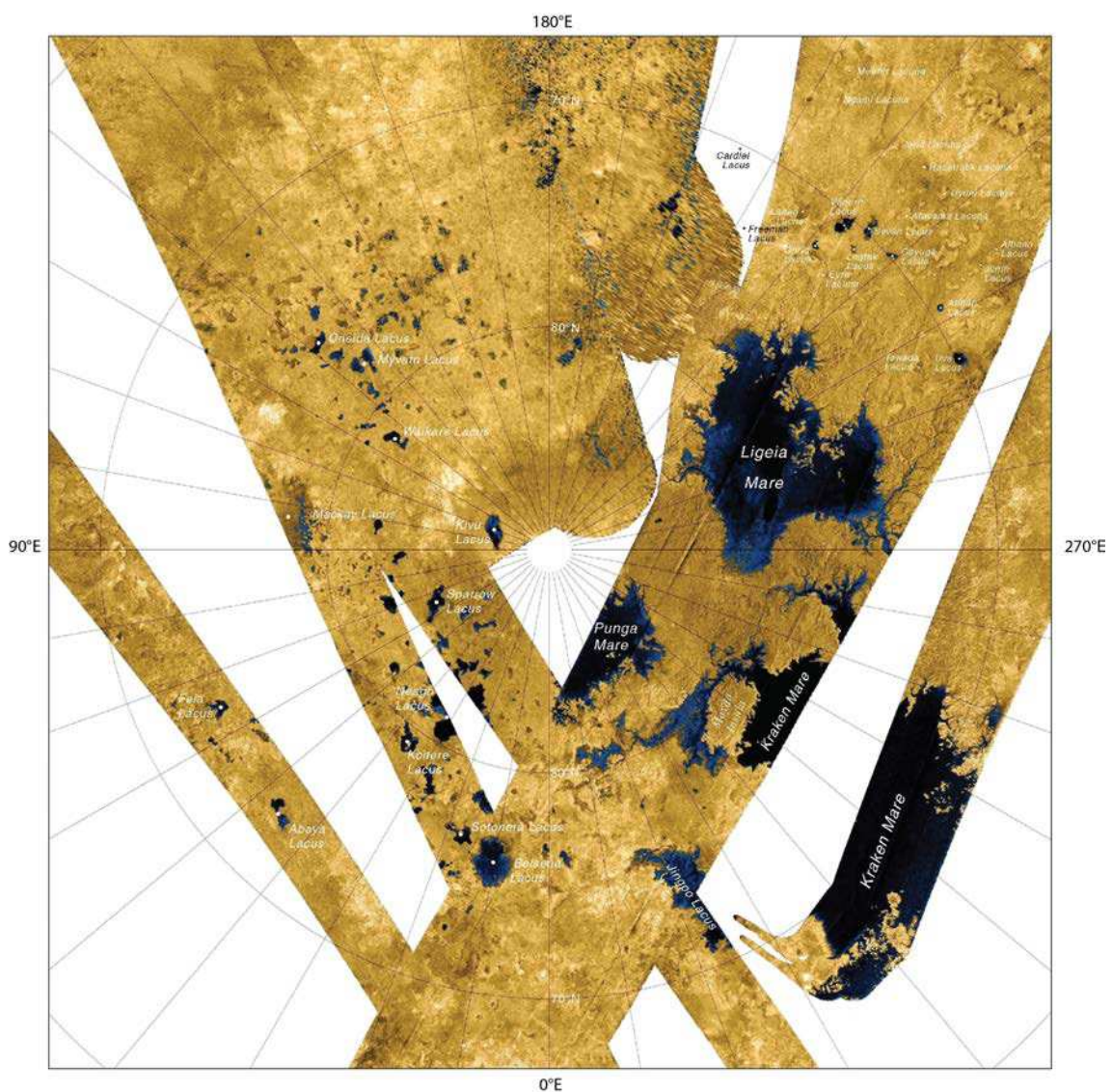


FIGURE 3.17 – Mosaïque RADAR SAR des régions polaires Nord (2007) avec la nomenclature IAU officielle des maria, lacus et lacunae. Crédits image : NASA/JPL/USGS, modifiée.

Les régions polaires Sud

Dans les régions polaires Sud, il n'existe pas de grandes mers apparentes et le nombre de lacs est bien plus faible qu'au Nord (Lunine *et al.*, 2008b; Aharonson *et al.*, 2009; Hayes *et al.*, 2011). Le plus grand lac de l'hémisphère Sud est Ontario Lacus, avec une longueur de 235 km, comparable à celle de Jingpo Lacus dans les régions polaires Nord. Il n'y a que peu de lacunae clairement visibles au sein des régions polaires Sud. Il existe en revanche plus de zones à rétrodiffusion intermédiaire et sans contours topographiques marqués qui pourraient constituer des régions inondables, telles Mezzoramia (jamais imagée dans son intégralité, le diamètre réel de cette zone n'est pas connu mais elle pourrait s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres) et Arrakis Planitia (environ 337 km de diamètre) (Turtle *et al.*, 2009, 2011c). La Fig. 3.18 représente les quelques grandes structures identifiées dans les régions polaires Sud de Titan.



FIGURE 3.18 – Mosaïque RADAR SAR des régions polaires Sud (2010) avec les noms des grandes structures observables. Image issue du SIG développé au LPGNantes.

3.4.1.1 Classification et répartition texturales des dépressions lacustres à partir des données RADAR SAR

Hayes *et al.* (2008) différencient les dépressions lacustres en fonction de leur texture en image-rie SAR : les dépressions lacustres très sombres seraient remplies par des hydrocarbures liquides, les dépressions lacustres brillantes seraient vides, les dépressions lacustres intermédiaires sont interprétées comme partiellement remplies par des hydrocarbures liquides (stade transitionnel), et appelées lacs granulaires. Stofan *et al.* (2007) constatent aussi la présence de dépressions topographiques partiellement couvertes par des lacs, avec une partie sombre donc potentiellement remplie de liquide et une autre claire donc probablement vide, ce qui diffère du stade de remplissage transitionnel mentionné par Hayes *et al.* (2008), pour lequel il est difficile de savoir si une dépression est couverte de liquide ou non. La Fig. 3.19 montre ces différences de textures des lacs au RADAR.

Sur ces bases, Hayes *et al.* (2008) et Hayes (2011) calculent des statistiques concernant la couverture spatiale des dépressions lacustres sur Titan en fonction de leur stade de remplissage à l'aide des données RADAR SAR. Les données SAR couvrent 47,8 % de Titan, 56,2 % des régions polaires Nord et 62,8 % des régions polaires Sud (Hayes, 2011). 10,5 % des régions polaires Nord sondées seraient couvertes par des liquides confinés entre 65°N et le Pôle Nord. Kraken Mare, Ligeia Mare, Punga Mare et Jingpo Lacus représentent à eux seuls 73 % de cette surface. En revanche, seulement 0,4 % des régions polaires Sud couvertes par le RADAR possèderaient des liquides en surface. Ontario Lacus représenterait à lui seul 95 % de cette couverture liquide (Hayes, 2011). Les lacs remplis d'hydrocarbures liquides couvriraient donc au total environ 1,2 % de la surface de Titan.

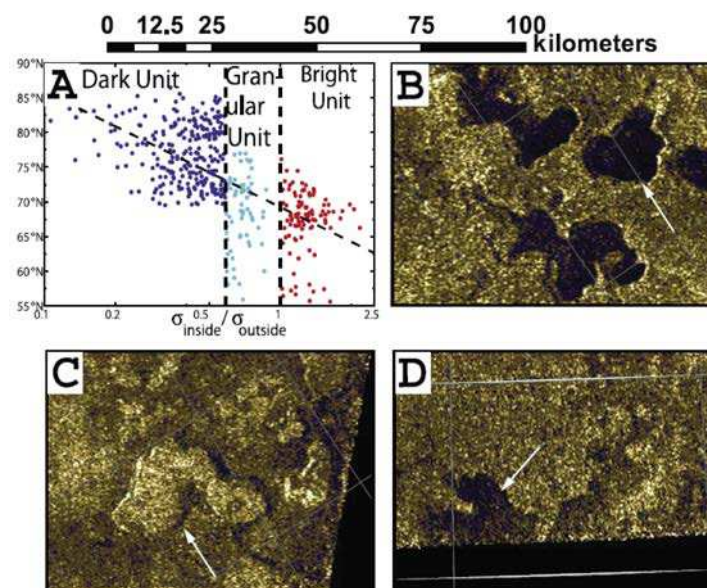


FIGURE 3.19 – Différences texturales des dépressions lacustres sur Titan vues par le RADAR de Cassini. A : répartition en latitude des différentes textures de dépressions lacustres au RADAR, B : Dépressions sombres donc probablement remplies de liquides, C : Dépressions claires donc probablement vides, D : Dépressions à texture granulaire interprétées comme partiellement remplies de liquides. Image : Hayes *et al.* (2008).

éphémère des liquides qui les remplissent ([Stofan et al., 2007](#)). Les Figs. 3.19 et 3.20 montrent la répartition en latitude des différents types de dépressions lacustres mettant en valeur le caractère latitudinal des différents types de lacs.

3.4.1.2 L'asymétrie dans la répartition Nord/Sud des dépressions lacustres

Il existe donc une asymétrie dans la répartition des dépressions lacustres sur Titan, avec environ 655 dépressions lacustres - incluant les lacs, les mers et les dépressions vides - dans l'hémisphère Nord, pour seulement quelques dizaines de dépressions lacustres dans l'hémisphère Sud ([Hayes et al., 2008](#); [Hayes, 2011](#)). Différentes explications à cette asymétrie sont proposées par [Lunine et al. \(2008b\)](#) :

1. une évaporation des lacs de méthane dans l'hémisphère Sud et un transport du méthane évaporé en direction de l'hémisphère Nord en réponse à un cycle climatique saisonnier (hypothèse la plus probable) ;
2. des différences d'altitude entre les deux régions polaires qui impliqueraient une rétention des liquides dans la surface au niveau des régions polaires Sud tandis que les régions polaires Nord retiendraient les liquides en surface ;
3. des différences dans les propriétés de la surface/géologie favorisant la rétention de liquides sous la surface et non en surface au Sud (sub-surface de l'hémisphère Sud plus poreuse) ;
4. des lacs du Nord qui ne seraient eux-même pas remplis de liquides.

[Aharonson et al. \(2009\)](#) expliquent l'asymétrie de la répartition des lacs par une asymétrie dans la durée des saisons sur Titan, causée par l'excentricité de son orbite, qui résulte en un été plus court et plus intense dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord. Cette hypothèse, cohérente avec la première hypothèse mentionnée par [Lunine et al. \(2008b\)](#), est la plus probable pour expliquer cette asymétrie dans la répartition des dépressions lacustres sur Titan.

3.4.2 Composition des lacs

3.4.2.1 Composition des lacs estimée par les modèles théoriques

D'après les modèles théoriques, les lacs de Titan seraient remplis par des hydrocarbures liquides, et principalement par de l'éthane et du méthane ([Flasar, 1983](#); [Lunine et al., 1983](#)). Les lacs seraient aussi des zones où les produits de photodissociation du méthane atmosphérique prédits par les modèles photochimiques ([Yung et al., 1984](#); [Lara et al., 1994](#); [Toublanc et al., 1995](#)) s'accumuleraient et se dissoudraient. Du diazote et du propane pourraient ainsi être dissous en petites quantités dans les liquides, avec d'autres hydrocarbures et nitriles en traces comme de l'acide cyanhydrique, du benzène, de l'éthylène, de l'acétylène, du butane, du butène, de l'heptane, du cyclohexane, ou de la glace de dioxyde de carbone d'après les modèles photochimiques ([Lunine et al., 1983](#); [Raulin, 1987](#); [Dubouloz et al., 1989](#); [Lara et al., 1994](#); [Cordier et al., 2009](#)).

3.4.2.2 Composition des lacs estimée par les mesures VIMS et RADAR

Les données acquises par VIMS et le RADAR de Cassini permettent un accès à la composition de la surface, et par conséquent des lacs et des mers. Néanmoins, les identifications de composés par VIMS sont difficiles à cause des effets atmosphériques sur le signal de surface reçu et la question de la composition chimique des lacs n'est pas close.

Étant dans la nuit polaire jusqu'à la fin de la mission nominale, les lacs des régions polaires Nord ne sont pas imagés par VIMS avant 2010. En revanche, Ontario Lacus, se situant dans l'hémisphère Sud, bénéficie d'un survol en 2007 dédié à VIMS au passage au plus proche de Titan. Les données acquises durant ce survol permettent la possible détection d'éthane au sein d'Ontario Lacus (Brown *et al.*, 2008), ainsi que d'autres hydrocarbures (méthane, éthane, propane, butane) et nitriles (acide cyanhydrique) (Moriconi *et al.*, 2010) dans un anneau brillant détecté autour du lac (Barnes *et al.*, 2009a). La détection de ces derniers composés dans des dépôts probablement lacustres, interprétés comme évaporitiques par Barnes *et al.* (2009a), laisse penser que ces composés seraient initialement dissous dans les liquides, comme dans les prédictions des modèles photochimiques.

L'hypothèse de composés dissous dans les lacs est renforcée par la détection plus tardive du même type de dépôts autour des lacs et des mers ainsi qu'à l'intérieur de dépressions topographiques vides lors de survols des régions polaires Nord en 2010 (Barnes *et al.*, 2011a). Grâce aux données acquises durant ces survols, les détections d'éthane sont étendues aux mers du Nord (Soderblom *et al.*, 2012). Il faut cependant noter que toutes ces publications mentionnent la détection d'éthane liquide dans les lacs de Titan avec VIMS, bien qu'une surface solide gorgée d'éthane liquide produirait le même signal pour VIMS (Clark *et al.*, 2010).

Les données RADAR apportent quelques informations concernant la composition des lacs. Le radiomètre met en évidence une émission thermique compatible avec la présence d'hydrocarbures dans les lacs (Stofan *et al.*, 2007; Paganelli *et al.*, 2008). Les données SAR apportent aussi des informations sur la composition par la détermination de la constante diélectrique et de la tangente de perte (déterminant la profondeur de pénétration de l'onde radar) des liquides présents dans Ontario Lacus lors de survols réalisés en 2009 et 2010 (Hayes *et al.*, 2010). Les valeurs déterminées sont compatibles avec celles mesurées par Paillou *et al.* (2008b) sur des analogues des liquides titaniens (gaz naturel liquéfié), composés essentiellement de méthane et de quelques autres hydrocarbures en traces.

Enfin, le RADAR a révélé que Tui Regio et Hotei Regio sont deux bassins topographiques qui pourraient constituer d'anciens lacs aux basses latitudes (Moore et Howard, 2010). Par conséquent, le cyanogène détecté par VIMS dans ces régions (Clark *et al.*, 2010) pourrait être présent sous forme de composé initialement dissous dans les lacs puis redéposés après évaporation des liquides.

3.4.3 Morphologie des dépressions lacustres

3.4.3.1 Morphologie des mers

Les grandes mers des régions polaires Nord ont des contours très dendritiques, polygonaux, irréguliers, et sont entourées par endroits de petits reliefs (contrôlant leur forme dendritique). Elles sont connectées à d'importants réseaux fluviaux ce qui suggère qu'elles contiennent des hydrocarbures liquides. Il est cependant possible de suivre ces chenaux sur les images RADAR au sein même des mers d'hydrocarbures sur plusieurs dizaines de kilomètres. Deux explications peuvent justifier la visibilité de ces chenaux : (1) les mers sont remplies d'hydrocarbures liquides qui ont une faible constante diélectrique avec une faible tangente de perte, ce qui permet aux micro-ondes de traverser une partie du liquide sur 1 à 2 m et d'imager des chenaux présents sur leur fond (Paillou *et al.*, 2008b; Hayes *et al.*, 2010; Stofan *et al.*, 2012) ; ou (2) les parties cotières où les chenaux sont vus ne sont en réalité pas couvertes d'hydrocarbures liquides mais constituent l'équivalent d'un estran composé de sédiments humides, saturés en liquides. L'étude de la ligne de rivage de Ligeia Mare par Stofan *et al.* (2012) montre que celle-ci est formée de nombreuses baies et criques, par endroits pouvant être contrôlées par de possibles structures tectoniques comme des failles (rivage rectiligne) et que sa profondeur serait relativement faible (< 5 m). L'observation d'une ligne de rivage rectiligne peut cependant être expliquée par une accumulation progressive de sédiments apportés dans les baies (régularisation du trait de côte).

La forme des mers, leur liaison avec des chenaux fluviaux et leur proche association avec des faibles reliefs semblerait indiquer une origine des dépressions et de leur remplissage par le ruissellement (Stofan *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008) des précipitations provenant des reliefs adjacents et descendant dans les vallées et les chenaux fluviaux. Cependant, Lorenz et Lunine (1996), et plus tard, Black *et al.* (2012), estiment que l'érosion entraînée par l'activité fluviale est relativement insignifiante par rapport à la taille des vallées et des mers, et suggèrent l'existence de processus supplémentaires contribuant au développement de ces structures. Litwin *et al.* (2012) montrent aussi que la glace d'eau constituant théoriquement le « lit rocheux » de la surface de Titan, serait très résistante à l'érosion. La forme des mers de Titan serait comparable à celle des lacs artificiels terrestres formés par l'inondation de vallées/canyons (ex : Lac Powell, Utah/Arizona, USA ; Lac Mead, Nevada/Arizona, USA) (Lopes *et al.*, 2007; Barnes *et al.*, 2009a; Lunine et Lorenz, 2009), produisant ainsi des contours sinueux moulant les reliefs. La Fig. 3.21 présente un exemple de mer sur Titan avec Ligeia Mare, et une analogie purement morphologique avec le Lac Mead (illustrant le remplissage des vallées par des liquides).

3.4.3.2 Morphologie des lacs et des dépressions vides

Les lacs et les dépressions topographiques vides de plus petite taille possèdent le plus souvent une forme arrondie, des bords topographiques parfois marqués et ne sont pas connectés à des réseaux fluviaux apparents (Stofan *et al.*, 2007). Ces dépressions topographiques semblent grandir par coalescence de petites dépressions topographiques initialement circulaires (Fig. 3.22), aboutissant à des formes irrégulières arrondies ou lobées (Bourgeois *et al.*, 2008, 2009). Elles

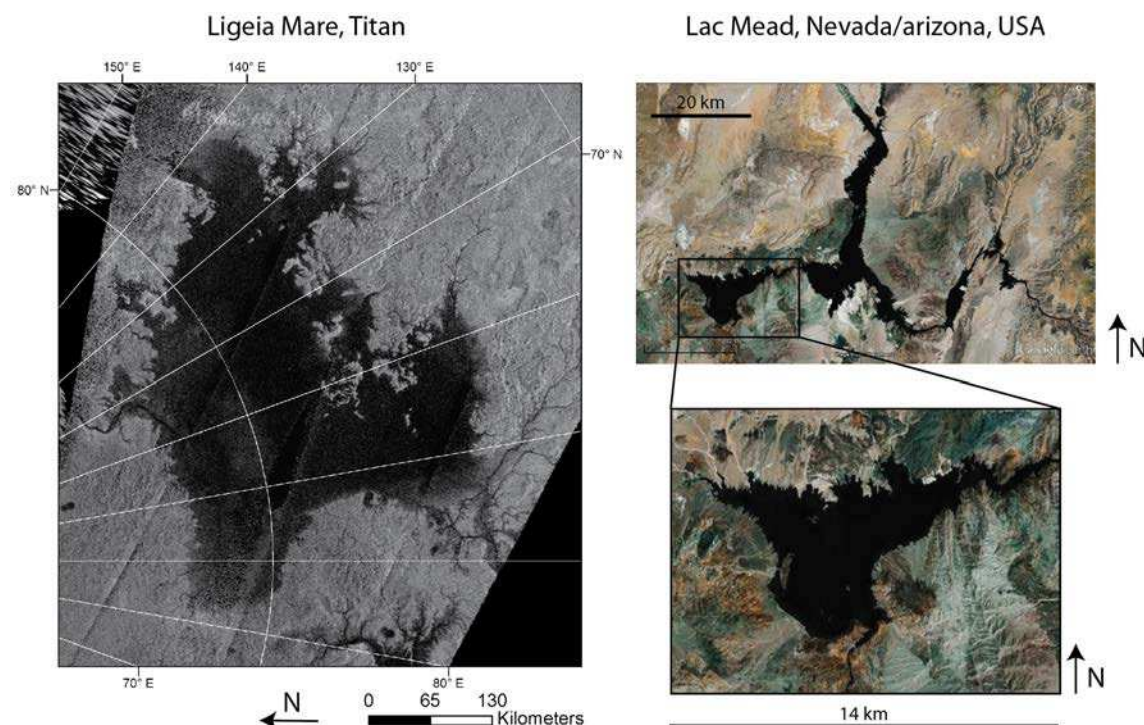


FIGURE 3.21 – Image RADAR SAR de Ligeia Mare sur Titan et analogie purement morphologique avec le Lac Mead (USA) illustrant le remplissage des bas topographiques par des liquides. Image RADAR SAR issue du SIG développé au LPGNantes ; images terrestres : Google Earth.

sont localisées dans des régions dépourvues de fortes signatures radar en imagerie SAR, ce qui implique qu'elle se localisent dans des régions planes.

L'absence de réseaux fluviaux associés à ces lacs, ainsi que leur regroupement géographique, semblent montrer une connection avec une nappe d'hydrocarbures existant au sein d'un régolithe poreux, similaire aux nappes phréatiques ou aquifères terrestres, et par conséquent une origine des lacs par infiltration au sein de la sub-surface (Kossacki et Lorenz, 1996; Stofan *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008; Bourgeois *et al.*, 2008, 2009). Le transport de méthane liquide par une nappe d'hydrocarbures au sein du régolithe, évalué par Hayes *et al.* (2008) et Harrisson (2011), occuperait ainsi un rôle très important dans l'approvisionnement en méthane liquide des lacs de Titan. Comme c'est généralement le cas pour les nappes d'eau souterraines terrestres, le niveau de cette nappe d'hydrocarbures suivrait plus ou moins l'élévation des terrains par capillarité plutôt qu'une surface équipotentielle où l'altitude du niveau des hydrocarbures liquides serait strictement identique d'un lac à l'autre (la variabilité en altitude de cette surface liquide serait néanmoins restreinte, de l'ordre de 50 à 100 m au maximum) (Mitchell *et al.*, 2011). Les analogies possibles avec des lacs terrestres seront discutées en détails dans les Chapitres 7 et 9.

3.4.4 Profondeur des liquides et rugosité de la surface des lacs

La profondeur des dépressions vides est évaluée entre 100 et 300 m (Kirk *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008), celles-ci étant localisées en moyenne 250 m au-dessus des lacs (Kirk *et al.*, 2007). Des

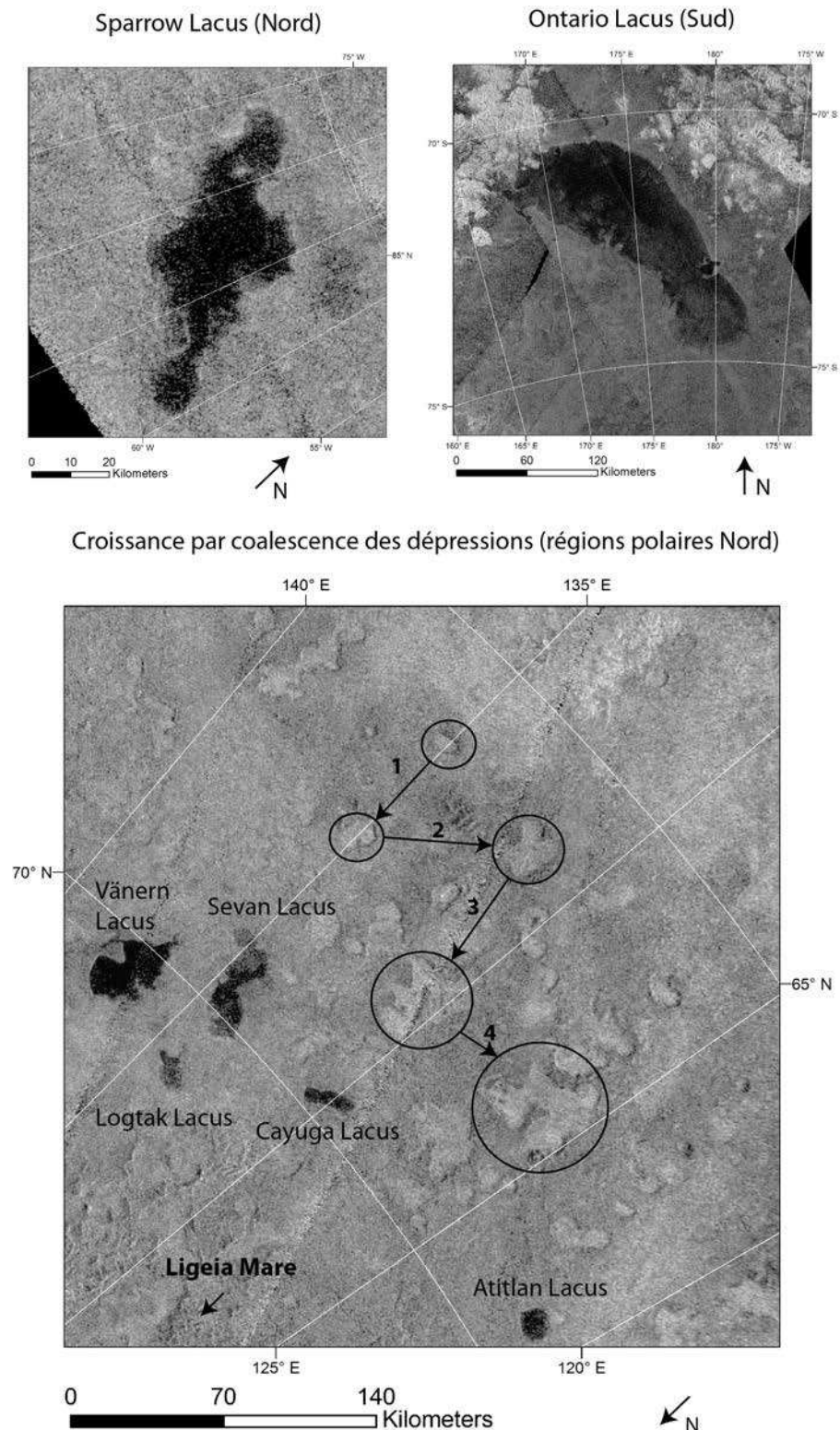


FIGURE 3.22 – Morphologie des dépressions topographiques remplies par des liquides (comme Ontario Lacus dans l'hémisphère Sud ou Sparrow Lacus dans l'hémisphère Nord) et vides sur Titan. Le mécanisme de croissance des dépressions topographiques par coalescence proposé par [Bourgeois et al. \(2008, 2009\)](#) est aussi représenté. Images RADAR SAR issue du SIG développé au LPGNantes.

escarpements d'une hauteur évaluée entre quelques centaines de mètres et 600 m peuvent exister autour de certaines dépressions vides ou remplies de liquides (Kirk *et al.*, 2007). Globalement, la partie Ouest des régions polaires Nord, comprenant les groupements de petits lacs, est plus élevée d'environ 300 à 800 m que la partie Est (Stiles *et al.*, 2009; Mitchell *et al.*, 2011; Kirk *et al.*, 2012), comprenant les mers, ce qui pourrait favoriser un assèchement des lacs du Nord au profit des grandes mers (Harrison, 2011).

La profondeur du liquide dans les lacs de Titan est évaluée à seulement quelques mètres (Lorenz *et al.*, 2008a; Lunine et Atreya, 2008; Paillou *et al.*, 2008b). Les estimations de la profondeur des mers sont en revanche très variables selon les auteurs, de l'ordre de quelques mètres (Stofan *et al.*, 2012) à 300 m (Lorenz *et al.*, 2008a). Paillou *et al.* (2008b) estiment la profondeur des liquides par la modélisation du signal RADAR reçu au-dessus des lacs et établissent ainsi un critère bathymétrique : un signal inférieur à -22 dB impliquerait une profondeur de liquide supérieure à 3 m tandis qu'un signal supérieur à -19 dB impliquerait une profondeur de liquide inférieure à 2 m.

Ces faibles profondeurs sont relativement compatibles avec la carte de bathymétrie côtière dérivée par Hayes *et al.* (2010) à partir des données RADAR SAR acquises en 2009 (T57-58) au-dessus d'Ontario Lacus (Fig. 3.23). Cette estimation de la bathymétrie d'Ontario Lacus est cependant fortement dépendante des hypothèses de base du modèle selon lesquelles :

1. Ontario Lacus serait un lac complètement couvert de liquides,
2. La partie réelle de la constante diélectrique du liquide serait égale à celle du gaz naturel liquéfié de Paillou *et al.* (2008b),
3. La profondeur du liquide augmenterait linéairement en s'éloignant du rivage, dans la continuité du gradient topographique en-dehors du lac.

La surface des lacs et des mers de Titan est caractérisée par sa très faible rugosité (sombres au RADAR), souvent interprétée comme caractéristique des étendues liquides. Les données altimétriques acquises en 2008 au-dessus d'Ontario Lacus permettent d'estimer une rugosité de surface probablement inférieure à 3 mm (Wye *et al.*, 2009). Cette surface très lisse d'Ontario Lacus et des lacs de Titan en général est aussi visible en infrarouge avec l'observation de réflexions spéculaires⁶ avec VIMS vues à 5 μm au-dessus de Kraken Mare et Jingpo Lacus en 2010 (Stephan *et al.*, 2010; Barnes *et al.*, 2011b; Soderblom *et al.*, 2012) et plus récemment en Août 2012 et suggère l'absence de vents suffisants pour générer des vagues détectables depuis Cassini durant ces observations (Lorenz *et al.*, 2005, 2010b; Barnes *et al.*, 2011b) ou la présence d'un grand nombre de composés dissous rendant les liquides sur Titan plus visqueux que l'eau sur Terre (Wye *et al.*, 2009).

6. La réflexion spéculaire consiste en une réflexion sur une surface lisse à l'échelle de la longueur d'onde dans la direction opposée à la direction d'éclairement. Au RADAR (source lumineuse : le RADAR), une réflexion spéculaire apparaît donc sombre (comme ce qui est vu au niveau des lacs et des mers), tandis qu'en infrarouge (source lumineuse : le Soleil) une réflexion spéculaire apparaît très brillante.

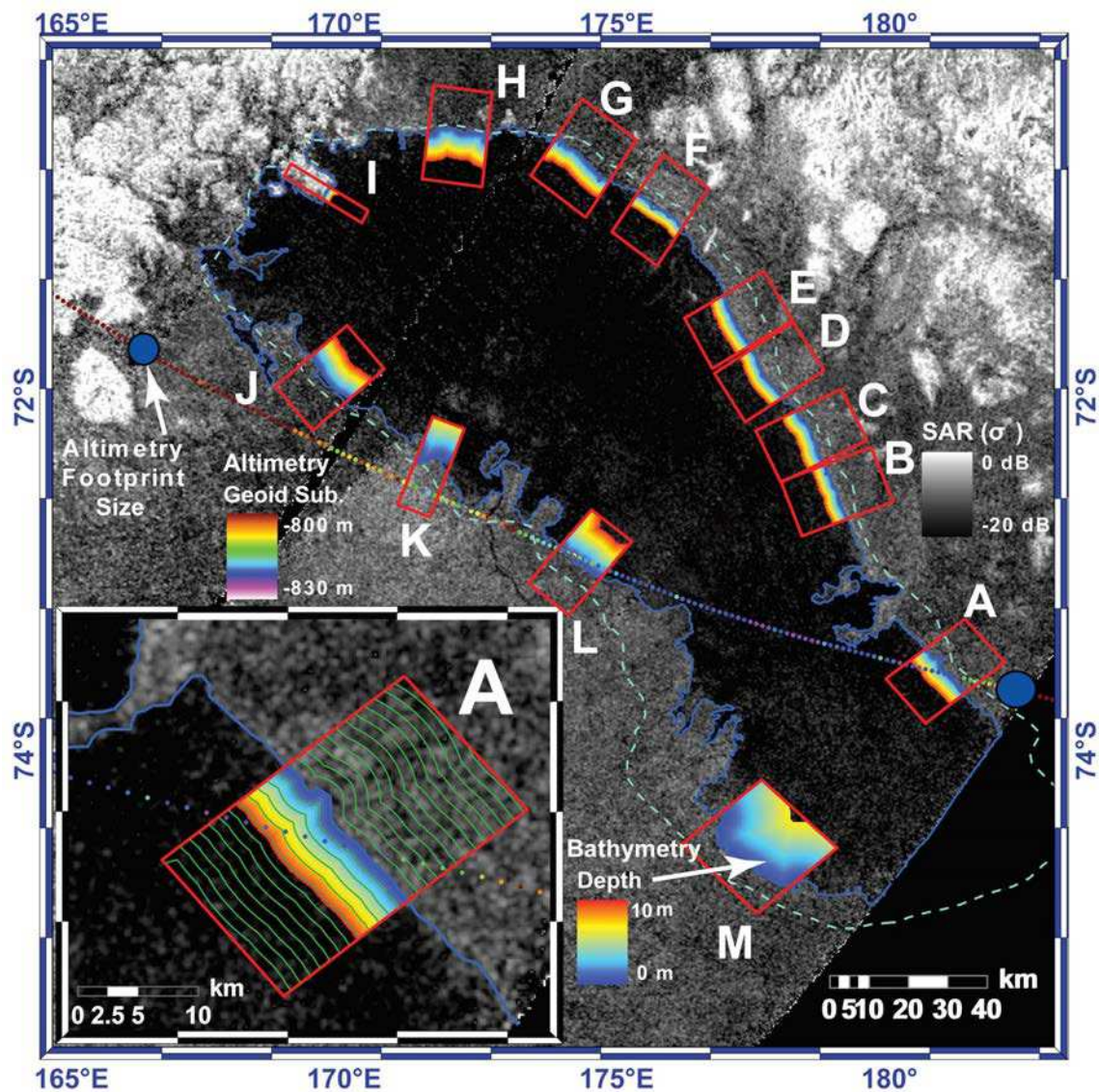


FIGURE 3.23 – Carte bathymétrique d’Ontario Lacus estimée par [Hayes *et al.* \(2010\)](#) à partir des données RADAR SAR (T57-58, Juin-Juillet 2009) et altimétriques (T49, Décembre 2008) en supposant (1) une pente continue entre l’intérieur et l’extérieur du lac composé de liquides (2) dont la partie réelle de la constante diélectrique est faible, comparable à celles déterminées par [Paillou *et al.* \(2008b\)](#) et (3) dont la profondeur augmente linéairement avec la distance au rivage. La ligne en pointillés colorés représente la localisation du profil altimétrique T49. Image : [Hayes *et al.* \(2010\)](#)).

3.5 Problématique : caractérisation géologique des dépressions lacustres sur Titan

3.5.1 Contexte de la thèse

Titan est donc probablement le seul corps du Système Solaire à posséder des lacs et des mers liquides en surface, à l'exception de la Terre. Jusqu'en 2006, aucune preuve de leur existence n'était détectée, notamment à cause de la présence de l'épaisse atmosphère masquant presque entièrement la surface dans le visible et l'infrarouge. L'imagerie SAR, constituant à ce jour le seul type d'imagerie capable de détecter la surface de Titan sans subir les effets de l'atmosphère, n'est disponible que depuis l'arrivée de la sonde Cassini dans le système de Saturne en 2004, soit relativement récemment.

Les dépressions lacustres sont donc des objets géologiques nouvellement détectés, dont la formation reste totalement à expliquer et pouvant influencer sur le climat à travers des cycles saisonniers (contribution à l'augmentation de l'humidité de l'atmosphère en méthane par évaporation, stockage de méthane suite aux précipitations). L'imagerie SAR et infrarouge, couplée à l'étude d'analogues morphologiques terrestres des lacs sous des climats potentiellement similaires à celui de Titan, peut permettre de comprendre leur géologie et leurs mécanismes de formation. Quelques hypothèses de mode de formation des dépressions accueillant les lacs ont été émises et incluent des hypothèses liées à la cratérisation de la surface, à des processus volcaniques, thermokarsatiques, karstiques ou évaporitiques. Suivant ces différents cas, la formation des lacs serait issue de l'accumulation de précipitations en surface, du remplissage des dépressions topographiques par les liquides de fonte d'un sol gelé, ou de l'affleurement en surface d'un alcanofère analogue aux nappes phréatiques terrestres. C'est donc dans ce contexte que j'ai débuté ma thèse, avec pour but de résoudre ces questions :

1. Par quel(s) mécanisme(s) les dépressions topographiques accueillant des lacs se forment-elles sur Titan ?
2. Comment les dépressions topographiques se remplissent-elles par des liquides ?
3. Quelle est la nature des liquides constituant les lacs ?
4. Quel est l'état de remplissage des dépressions topographiques de Titan ?
5. Les lacs sont-ils des structures dynamiques subissant des variations de niveau de remplissage à l'échelle de temps des observations réalisées par la sonde Cassini ?
6. Existe-t-il un lien entre les morphologies lacustres observées et le climat de Titan ?
7. Est-il possible d'apporter des contraintes aux modèles climatiques en étudiant les lacs de Titan ?
8. L'analyse de la morphologie des lacs de Titan peut-elle nous renseigner de manière plus générale sur les processus d'évolution de sa surface ?

3.5.2 Études proposées

Pour tenter de répondre à ces questions, je me suis appuyé sur l'utilisation des données d'imagerie infrarouge (ISS et principalement VIMS) et radar (RADAR) de la sonde Cassini. Les données infrarouges VIMS étant sensibles aux effets atmosphériques (diffusion par les aérosols) et photométriques de surface, il m'a fallu tout d'abord développer une chaîne de traitement afin de pouvoir détecter la surface de Titan dans ces images puis de mener des études géomorphologiques. Cette méthode de correction est présentée dans les Sections 5.4 et 7.3. Elle a fait l'objet d'une Section dans [Cornet *et al.* \(2012a\)](#) et d'un article en tant que deuxième auteur dans la revue *Planetary and Space Science* ([Le Mouélic *et al.*, 2012a](#)). Une amélioration des corrections photométriques apportées aux données VIMS est proposée en perspectives dans le Chapitre 13.

Cette méthode a grandement contribué à l'étude géomorphologique d'Ontario Lacus, réalisée à partir des données d'imagerie VIMS, ISS et RADAR. Au début de ma thèse, Ontario Lacus constituait la dépression lacustre possédant le plus vaste jeu de données parmi toutes les dépressions lacustres sur Titan. Ces données incluaient des données infrarouges (ISS et VIMS), altimétriques (RADAR) et de l'imagerie SAR (RADAR). Mon interprétation géomorphologique de la zone d'Ontario Lacus a donné lieu à une analogie avec des formes de dissolution et de cristallisation évaporitique terrestres situées sous des climats arides/semi-arides : les pans d'Etosha (Namibie). Ce travail est présenté dans le Chapitre 7 et a donné lieu à un article publié en tant que premier auteur dans la revue *Icarus* ([Cornet *et al.*, 2012a](#)).

Depuis la découverte des lacs sur Titan, l'un des objectifs de la mission Cassini-Huygens est de contraindre leur évolution temporelle, notamment en réalisant des survols répétés des régions polaires, afin de mettre en évidence des phénomènes d'évaporation ou précipitation éventuellement saisonniers entre les dépressions lacustres du Nord et celles du Sud. Étant la plus grande dépression lacustre de l'hémisphère Sud, Ontario Lacus est évidemment une cible de choix pour commencer ces études. Au cours de ma thèse, des travaux ont notamment mis en évidence des changements de la position de sa ligne de rivage sur une période d'observation de 4 ans ([Hayes *et al.*, 2011](#); [Turtle *et al.*, 2011c](#)) qui se révélaient incompatibles avec l'hypothèse de formation que j'ai privilégiée ([Cornet *et al.*, 2012a](#)). Je me suis donc intéressé au suivi temporel d'Ontario Lacus afin de réévaluer la validité de ces possibles changements de position de la ligne de rivage. Cette étude est présentée dans le Chapitre 8. Ce travail a donné lieu à une publication en tant que premier auteur dans la revue *Journal of Geophysical Research Planets* ([Cornet *et al.*, 2012b](#)).

L'étude d'Ontario Lacus aboutit à la conclusion que la dépression topographique dans laquelle il se trouve s'est probablement développée par la dissolution d'une couche de surface formée par cristallisation évaporitique sous un climat relativement aride. J'ai confronté cette conclusion aux autres mécanismes invoqués dans la littérature pour expliquer l'origine des dépressions topographiques associées ou non à des lacs en surface - incluant les mécanismes volcaniques, thermokarstiques, évaporitiques et karstiques - à travers une série d'analogies terrestres. Le but de cette étude, présentée dans le Chapitre 9, est donc de déterminer le(s) mécanisme(s) de formation le(s) plus probable(s) pour développer ces structures sur Titan.

Sur Terre, la plupart de ces mécanismes de formation ont un lien direct avec le climat. J'ai par

conséquent dressé un bilan des connaissances actuelles sur le climat de Titan afin d'estimer si celui-ci peut constituer un critère suffisamment fort pour établir le choix du meilleur analogue terrestre possible des dépressions lacustres de Titan, à la fois du point de vue morphologique, mais aussi du point de vue climatique. De la même manière qu'il a été fait pour l'étude des morphologies des dépressions lacustres de Titan et des dépressions lacustres sur Terre, je dresse un bilan comparatif des climats de Titan et des climats terrestres. Cette étude est présentée dans le Chapitre 10.

En perspectives (Partie V), je présente les travaux effectués et en cours du point de vue de la cartographie de nouvelles morphologies de dissolution, de l'amélioration des corrections photométriques de la surface dans les données VIMS afin mieux contraindre sa composition, ainsi que les toutes premières études expérimentales visant à caractériser les taux d'évaporation des liquides dans les conditions de Titan. Ces études expérimentales visent à combler le manque de contraintes des modèles climatiques de Titan et ont donné lieu à deux publications en tant que co-auteur dans *Advances in Space Research* ([Wasiak et al., 2012a](#)) et *Geophysical Research Letters* ([Luspay-Kuti et al., 2012](#)). Les études portant sur l'évaporation sont complétées par des études sur les propriétés infrarouges des matériaux probablement présents à la surface de Titan et synthétisés expérimentalement, le but final de ces études étant la détection de ces composés à la surface de Titan grâce aux données VIMS. Un test d'identification d'éthane dans Ontario Lacus et Kraken Mare a donné lieu à une publication en tant que co-auteur dans la revue *Icarus* ([Soderblom et al., 2012](#)).

Deuxième partie

Données utilisées et méthodes développées

Chapitre 4

Principes d'imagerie : l'interaction rayonnement/surface

Comme nous l'avons vu précédemment, notre principale source d'information pour étudier la géologie de Titan réside dans les données d'imagerie optique et radar de la sonde Cassini. La sonde Cassini est équipée de quatre instruments d'imagerie optique : le spectromètre imageur UVIS (*Ultra-Violet Imaging Spectrometer*), la caméra multispectrale ISS (*Imaging Science Subsystem*), le spectromètre infrarouge CIRS (*Composite Infra Red Spectrometer*) et l'imageur hyperspectral VIMS (*Visual and Infrared Mapping Spectrometer*). En plus de cette imagerie optique, l'instrument RADAR permet d'acquérir des données dans le domaine des micro-ondes, dont l'avantage est d'imager directement la surface à travers l'atmosphère. J'ai ainsi utilisé les données optiques des instruments ISS (Porco *et al.*, 2004) et VIMS (Brown *et al.*, 2004), ainsi que les données micro-ondes du RADAR (Elachi *et al.*, 2004). Ce chapitre est donc consacré à un bref rappel des grands principes d'imagerie sur lesquels reposent ces données visible-infrarouge et radar : les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la matière.



FIGURE 4.1 – L'antenne du RADAR de Cassini, tournée vers Titan pour imager sa surface. Crédits image : ESA.

4.1 Généralités sur le rayonnement électromagnétique

La lumière émise par le Soleil, source lumineuse en télédétection passive (i.e., lorsque la source du rayonnement et le capteur sont différents, ex : ISS, VIMS), est un rayonnement électromagnétique. En télédétection active, le rayonnement est directement émis par le capteur (ex : RADAR). Le rayonnement électromagnétique est assimilable à une onde électromagnétique, ayant pour origine le couplage d'un champ magnétique \vec{B} et d'un champ électrique \vec{E} oscillants et orthogonaux entre eux, qui se propagent dans la direction \vec{k} , perpendiculaire à \vec{B} et \vec{E} , avec une longueur d'onde λ donnée (Fig. 4.2). Il peut aussi être décrit comme un flux d'énergie composé de « paquets discrets » d'énergie (ou quantas) appelés photons. Chaque photon possède une énergie E donnée à une fréquence ν donnée. Une onde se caractérise donc à la fois par une longueur d'onde λ dans le domaine spatial, mais aussi une fréquence ν dans le domaine temporel à travers la loi de Planck (Eq. 4.1).

$$E = h.\nu = \frac{h.c}{\lambda}, \quad (4.1)$$

où E est l'énergie du photon [J], c est la célérité de la lumière dans le vide ($\simeq 3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$) et h la constante de Planck ($\simeq 6,626 \times 10^{-34} \text{ J.s}^{-1}$), la fréquence $\nu = c/\lambda$ [s^{-1} ou Hz] étant liée au nombre d'onde $\bar{\nu}$ par la relation $\bar{\nu} = c/\nu = 2\pi/\lambda$. La longueur d'onde et le nombre d'onde sont les quantités les plus fréquemment utilisées en télédétection, exprimées le plus souvent en micromètres (μm) ou en nanomètres (nm) pour λ , et en quantité par centimètre pour $\bar{\nu}$ (cm^{-1}).

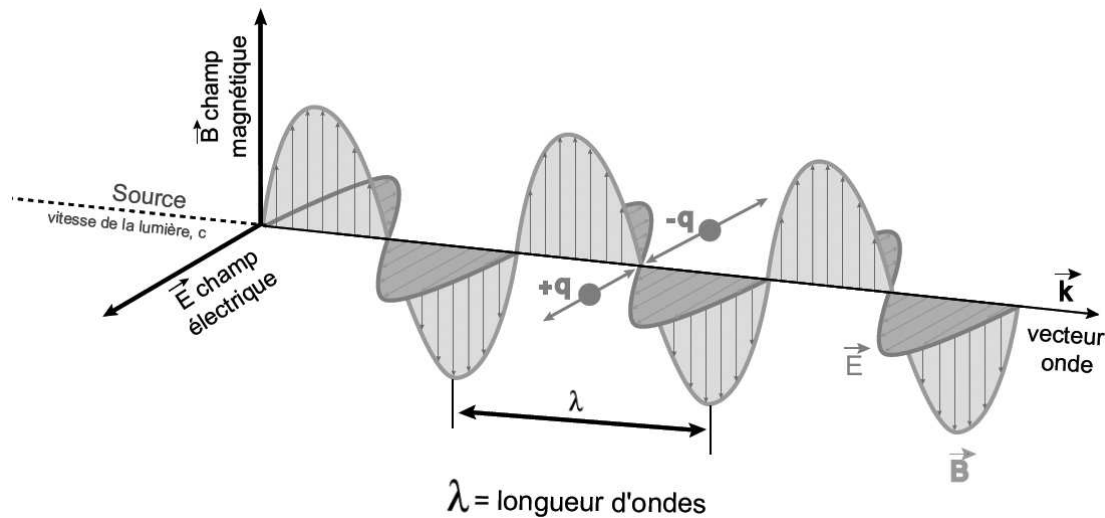


FIGURE 4.2 – Interaction du champ magnétique \vec{B} avec le champ électrique \vec{E} (d'amplitude q), se propageant selon la direction \vec{k} avec une périodicité λ , générant un champ électromagnétique. Image : [Verpoorter \(2009\)](#), modifiée.

On obtient le spectre électromagnétique en décomposant le rayonnement électromagnétique dans le domaine des longueurs d'ondes (λ), des fréquences spatiales (nombre d'onde $\bar{\nu}$) ou des énergies propres aux photons (E [eV]). Le spectre électromagnétique peut alors être subdivisé en

plusieurs domaines comme le montrent la Fig. 4.3 et le Tableau 4.1. Les domaines de l'infrarouge et des micro-ondes nous intéressent particulièrement dans le cadre de l'étude de Titan, puisque la sonde Cassini possède à son bord des instruments capables d'opérer dans ces gammes de longueurs d'ondes. Ces domaines peuvent être subdivisés en plusieurs sous-domaines comme le montre le Tableau 4.1.

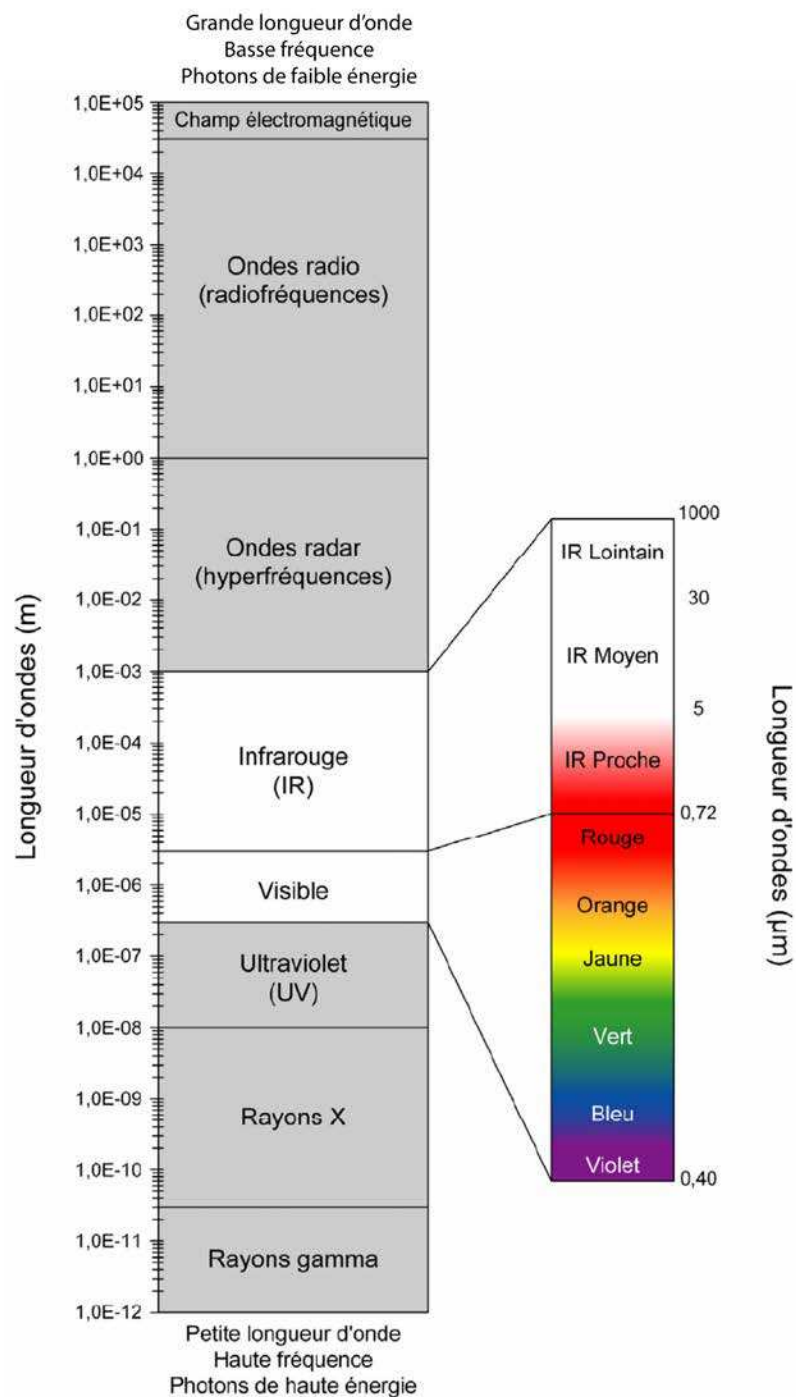


FIGURE 4.3 – Spectre électromagnétique décomposé dans le domaine des longueurs d'ondes, avec un agrandissement sur le domaine visible-infrarouge. Image : Roy (2007).

TABLE 4.1 – Grands domaines du spectre électromagnétique en fonction de la fréquence ν et de la longueur d'onde λ , et subdivisions des domaines d'intérêts (infrarouge et micro-ondes).

Type de rayonnement	Subdivision	Fréquence ν	Longueur d'onde λ
Champ électromagnétique	-	$< 1 \times 10^{-6}$ GHz	> 30 km
Ondes radio ou radiofréquences	-	$0,3 - 1 \times 10^{-6}$ GHz	1 m - 30 km
Micro-ondes ou hyperfréquences	Bande L	1 - 2 GHz	30 - 15 cm
	Bande S	2 - 4 GHz	15 - 7,5 cm
	Bande C	4 - 8 GHz	7,5 - 3,75 cm
	Bande X	8 - 12 GHz	3,75 - 2,5 cm
	Bande Ku	12 - 18 GHz	2,5 - 1,6 cm
	Bande K	18 - 26,5 GHz	16,6 - 11,3 mm
	Bande Ka	26,5 - 40 GHz	11,3 - 7,5 mm
	Bande Q	33 - 50 GHz	9,1 - 6 mm
	Bande U	40 - 60 GHz	7,5 - 5 mm
	Bande V	50 - 75 GHz	6 - 4 mm
	Bande E	50 - 90 GHz	6 - 3,3 mm
	Bande W	75 - 110 GHz	4 - 2,7 mm
	Bande D	110 - 170 GHz	2,7 - 1,8 mm
Infrarouge	Lointain	$300 - 2 \times 10^4$ GHz	1 mm - 15 μm
	Thermique	$2 \times 10^4 - 1 \times 10^5$ GHz	15 - 3 μm
	Moyen	$1 \times 10^5 - 2,1 \times 10^5$ GHz	3 - 1,4 μm
	Proche	$2,1 \times 10^5 - 4,3 \times 10^5$ GHz	1,4 - 0,7 μm
Visible	-	$7,5 \times 10^5 - 4,3 \times 10^5$ GHz	0,7 - 0,4 μm
Ultraviolet (UV)	-	$4,3 \times 10^5 - 3 \times 10^7$ GHz	0,4 - 0,01 μm
Rayons X	-	$3 \times 10^7 - 9,7 \times 10^8$ GHz	$10^{-8} - 3 \cdot 10^{-10}$ m
Rayons gamma	-	$3 \times 10^{11} - 9,7 \times 10^{14}$ GHz	$< 10^{-12} - 10^{-15}$ m

4.2 Interactions rayonnement/matière

4.2.1 Corps planétaire sans atmosphère

Quelque soient les systèmes d'imagerie utilisés, actifs ou passifs, l'image produite par l'instrument n'est que le résultat de l'interaction entre le rayonnement électromagnétique incident, provenant de la source, et la matière. Dans le cas d'un corps planétaire dépourvu d'atmosphère, les interactions basiques entre le rayonnement incident et la surface du corps peuvent être les suivantes : absorption du rayonnement par la surface (A), transmission du rayonnement dans la surface (T) et réflexion du rayonnement sur la surface (R) ([Bonn et Rochon, 1992](#)) (Fig. 4.4). La contribution de chaque effet est variable et dépend des propriétés intrinsèques de la surface imagée, la somme de toutes ces contributions étant égale à 1 d'après la loi de Kirchhoff.

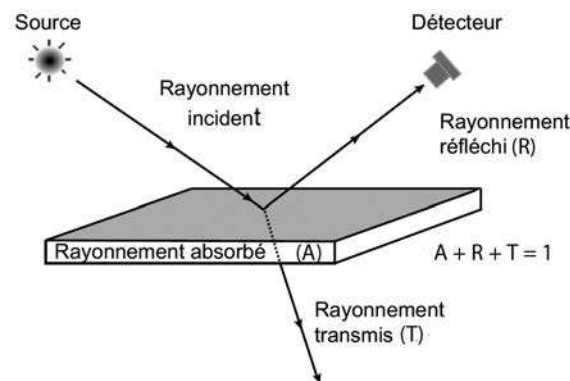


FIGURE 4.4 – Interactions basiques entre le rayonnement électromagnétique incident et la surface d'un corps planétaire sans atmosphère. Image : [Verpoorter \(2009\)](#), modifiée.

4.2.1.1 Interaction en surface : la réflexion/diffusion

La réflexion se produit à l'interface séparant deux milieux dans lesquels les vitesses de propagation du rayonnement électromagnétique sont différentes. La rugosité et les indices optiques des surfaces planétaires contrôlent la manière avec laquelle le rayonnement est réfléchi. La Fig. 4.5 expose les différentes interactions entre un milieu homogène et le rayonnement incident, pour différentes rugosités de surface.

Dans le cas d'une surface théorique parfaitement lisse par rapport à la longueur d'onde du photon incident, le rayonnement va être réfléchi dans la direction opposée à celle de la source d'après les lois de l'optique géométrique de Descartes. La surface peut alors être qualifiée de « miroir » et la réflexion est dite spéculaire (Fig. 4.5a). La réflexion spéculaire n'apporte que peu d'informations concernant la composition des surfaces planétaires étant donné que l'essentiel du rayonnement est réfléchi sans même avoir traversé et interagi avec le milieu. Deux exemples de réflexions de type spéculaire sur des surfaces liquides et solides sont donnés respectivement sur les Figs. 4.6 et 4.7. Une réflexion spéculaire a été observée sur Titan dans le domaine de l'infrarouge avec l'instrument VIMS ([Stephan *et al.*, 2010](#); [Barnes *et al.*, 2011b](#)), au dessus de la région polaire Nord contenant la majorité des lacs de Titan, comme le montre la Fig. 4.8.

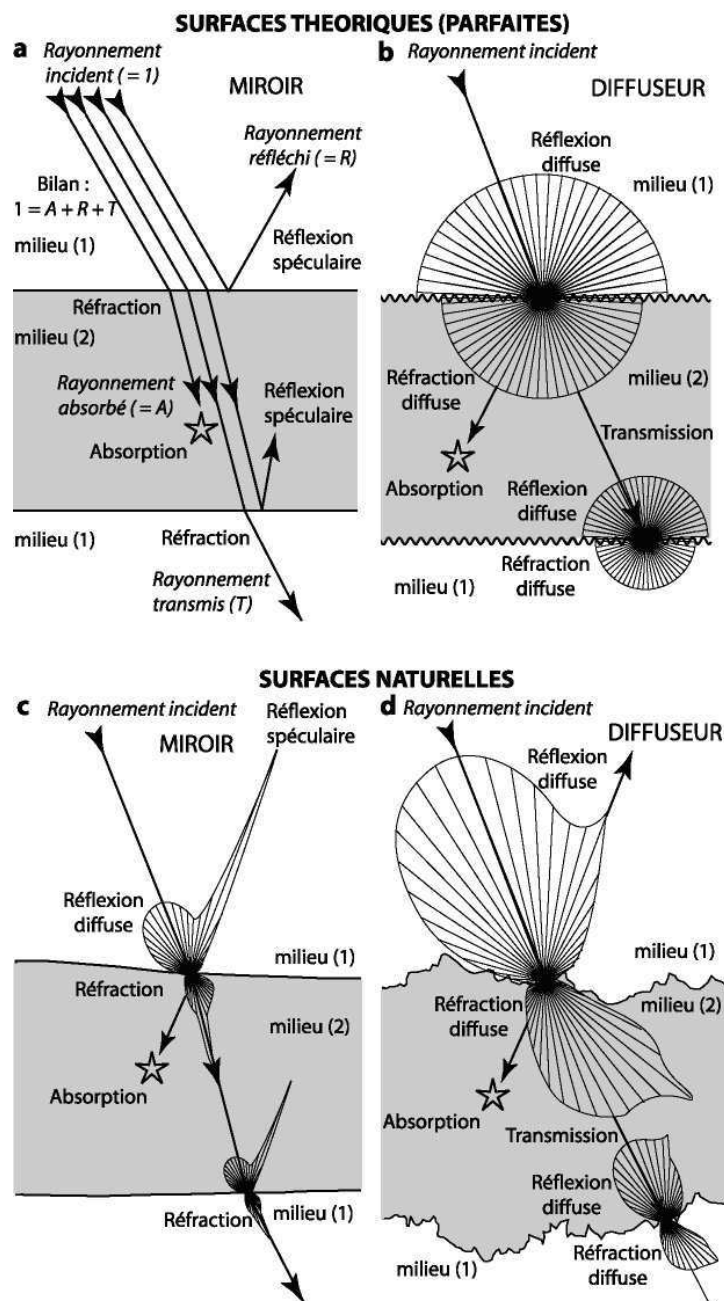


FIGURE 4.5 – Interactions possibles d'un rayonnement avec un milieu homogène parfaitement (a,b) ou naturellement (c, d) lisse/rugueux. **a)** La surface est parfaitement réfléchissante, produisant des réflexions spéculaires. Cette surface peut être qualifiée de miroir. Le rayonnement y est réfléchi, réfracté, transmis, et absorbé. **b)** La surface est parfaitement rugueuse. Elle diffuse et transmet le rayonnement incident dans toutes les directions de l'espace de façon identique. Le rayonnement peut aussi être absorbé. Ce type de surface est appelée surface lambertienne. **c)** La surface est naturellement lisse. La majorité du rayonnement est réfléchi de façon spéculaire, un petit lobe de réflexion diffuse est aussi produit, dû aux propriétés physiques naturelles de la surface. Le rayonnement est aussi transmis de manière quasi-unidirectionnelle et peut ensuite être absorbé par le milieu. **d)** La surface est extrêmement diffusante, ce qui entraîne la réflexion et la transmission du rayonnement par de larges lobes de diffusion. Image : [Combe \(2005\)](#).



FIGURE 4.6 – Réflexion spéculaire sur la surface liquide du lac Érié, région des Grands Lacs, Amérique du Nord. Source : Image Science and Analysis Laboratory/NASA JSC.



FIGURE 4.7 – Réflexion spéculaire sur la surface solide du Lunar Lake, un lac salé situé dans le Nevada (États-Unis) possédant une surface extrêmement lisse (rugosité de surface de l'ordre du millimètre). Source : [Shepard et al. \(2001\)](#).

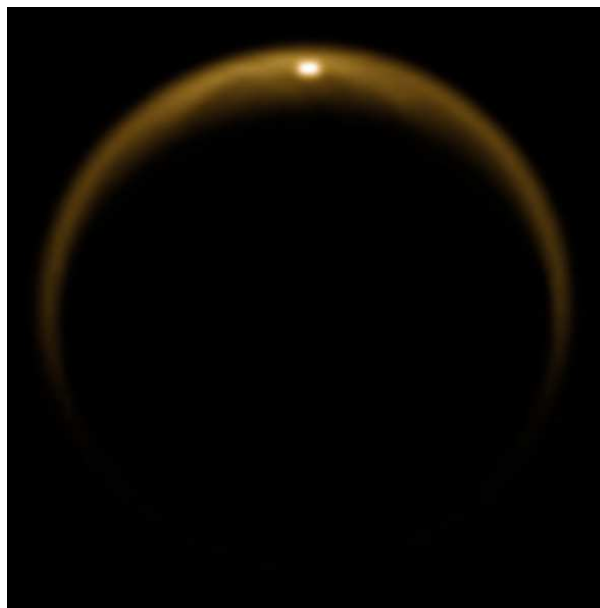


FIGURE 4.8 – Réflexion spéculaire vue dans l'infrarouge par VIMS ([Stephan et al., 2010](#)), dans la région des lacs polaires Nord de Titan. Image : [Barnes et al. \(2011b\)](#).

Dans le cas d'une surface théorique parfaitement rugueuse par rapport à la longueur d'onde du photon incident, le nombre de facettes de la surface faisant face au rayonnement incident augmente et favorise les interactions entre le rayonnement et la surface. À grande échelle, on ne distingue plus de direction préférentielle de réflexion du rayonnement comme dans le cas de la réflexion spéculaire. Le rayonnement est alors réfléchi dans toutes les directions de l'espace de manière identique. La réflexion est dite diffuse (Fig. 4.5b). Ces surfaces théoriques parfaitement diffuses sont appelées surface lambertiennes.

En pratique, aucune surface naturelle ne peut être qualifiée de parfaitement réfléchissante ou parfaitement diffusante. La proportion de réflexion spéculaire/diffusion par la surface déterminera néanmoins son caractère plutôt réfléchissant ou plutôt diffusant (Fig. 4.5c et d). La grandeur physique servant à caractériser la fraction de rayonnement réfléchi/diffusé par rapport à la quantité de rayonnement reçu est la réflectance en infrarouge (Section 5.1.8) et la section efficace de rétrodiffusion en radar (Section 6.1.2.1).

4.2.1.2 Interactions dans le milieu : la diffusion, la transmission, l'absorption

La diffusion

Lorsque le rayonnement incident arrive sur une surface planétaire, une partie de ce rayonnement est réfléchi/diffusé en direction de l'espace et une autre partie est réfractée/diffusée dans le milieu. La fraction de rayonnement réfracté/diffusée dans le milieu dépendra principalement de la rugosité de la surface, qui définit le type de réflexion sur l'interface air-matière (spéculaire ou diffuse). La réflexion diffuse permet au rayonnement d'interagir avec le milieu, apportant ainsi des informations sur la composition du milieu. La diffusion dans un milieu peut-être mise en relation avec la granulométrie du milieu (Fig. 4.9), qui a une influence sur les phénomènes d'absorption et de transmission du rayonnement décrits ci-après.

La transmittance (T)

La transmittance (ou coefficient de transmission) T d'un milieu, comprise entre 0 et 1 (sans unité), est définie comme le rapport entre les intensités énergétiques transmise (I) et reçue (I_0) par le milieu. La transmittance dépend de l'opacité ou épaisseur optique τ (sans unité) du milieu et est définie comme $\tau = -\ln T = -\ln(I/I_0)$.

Dans le cas d'un milieu homogène possédant une surface parfaitement lisse, le rayonnement sera réfracté selon les lois de l'optique géométrique et transmis de façon unidirectionnelle en direction de la prochaine interface (Fig. 4.5a). Dans le cas d'une surface naturellement lisse, une faible composante diffusante persistera et rendra la diffusion quasi-unidirectionnelle. Dans le cas d'une surface rugueuse (lambertienne ou naturelle), le rayonnement sera transmis dans le milieu selon des lobes (ou indicatrices) de diffusion plus ou moins directionnels (Fig. 4.5b et d).

L'absorbance (A)

L'absorbance (ou coefficient d'absorption) A d'un milieu, comprise entre 0 et 1 (sans unité), est définie comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue par le milieu. L'absorbance A est aussi liée à la transmittance T par la relation $A = -\log T$.

Le rayonnement peut subir des phénomènes d'absorption résultant des transitions énergétiques au sein des molécules constituant le milieu traversé. Les molécules sont caractérisées par des niveaux énergétiques transitionnels (électroniques dans l'UV ou le visible, vibrationnels dans l'in-

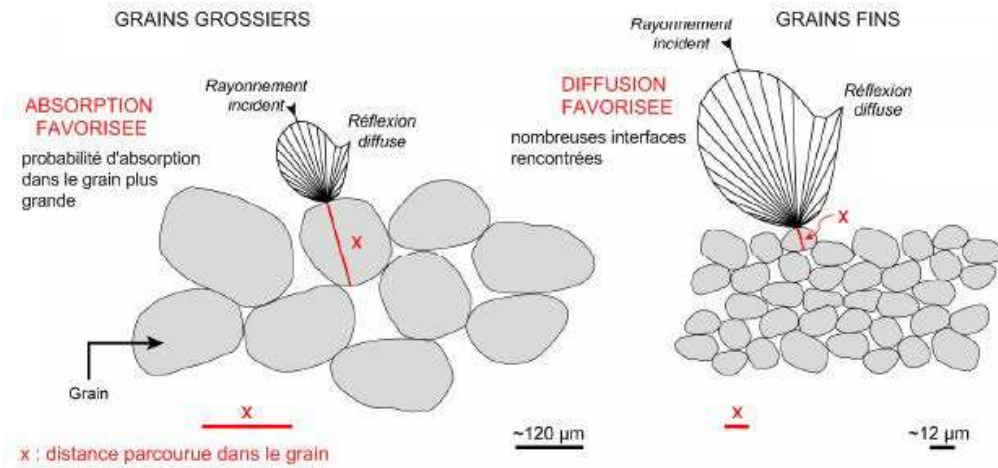


FIGURE 4.9 – Effet de la granulométrie sur l'absorption et la diffusion du rayonnement incident par une surface. Image : Roy (2007), modifiée.

frarouge, ou rotationnels dans l'infrarouge thermique et aux micro-ondes). Elles peuvent passer d'un état stable à un état instable, dit excité, à certaines fréquences, entraînant l'absorption de photons à ces fréquences données et l'émission d'autres photons à d'autres fréquences, se situant généralement dans le domaine de l'infrarouge thermique.

La valeur de l'absorbance d'un matériau peut servir à quantifier sa concentration. La loi de Beer-Lambert caractérise l'absorption du rayonnement en fonction de la longueur d'onde pour un milieu homogène (Eq. 4.2). Elle n'est en principe utilisée qu'en spectroscopie en transmission, c'est-à-dire lorsque la source, l'objet transparent et le détecteur sont alignés.

$$I(\lambda, X) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\alpha X} = I_0(\lambda) \cdot e^{-\left(\frac{4\pi k}{\lambda}\right) X}, \quad (4.2)$$

où $I(\lambda, X)$ et $I_0(\lambda)$ représentent respectivement les intensités du rayonnement sortant et incident ; α est le coefficient d'absorption du milieu [cm^{-1} ou m^{-1}] ; X représente la longueur du trajet optique dans le milieu [cm ou m] et k le coefficient d'extinction linéique (partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe $m = n + ik$ du milieu, n contrôlant les angles géométriques de réfraction).

L'Eq. 4.3, dérivée de la loi de Beer-Lambert, permet de lier l'absorbance ($A(\lambda)$) à la concentration du milieu (C [mol.L^{-1}]), son absorptivité molaire ou extinction molaire ($\epsilon(\lambda)$ [$\text{L.mol}^{-1}.\text{cm}^{-1}$]) et à la longueur du trajet optique (l [cm]).

$$A(\lambda) = -\log T = -\log \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = \epsilon(\lambda) \cdot l \cdot C. \quad (4.3)$$

D'après la loi de Beer-Lambert, la granulométrie des surfaces planétaires (grandeur caractérisant la taille des grains de la surface) jouera donc un rôle important sur la quantité de rayonnement absorbé par la surface.

Pour une surface possédant une granulométrie grossière (taille de grain élevée), le trajet op-

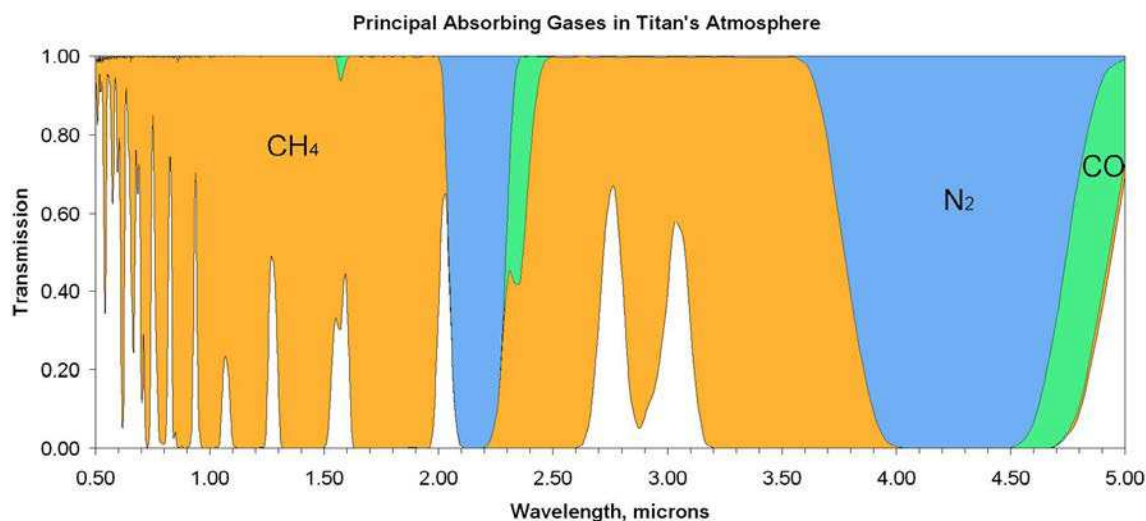


FIGURE 4.10 – Transmission de l'atmosphère de Titan aux diverses longueurs d'ondes du spectre électromagnétique dans la partie visible-infrarouge. Les principaux gaz absorbants y sont aussi représentés. Image : [Clark et al. \(2010\)](#).

tique du photon incident dans le grain sera plus long et donc sa probabilité se faire absorber sera plus grande. Le photon incident aura en revanche une probabilité plus faible d'interagir avec la surface d'un nouveau grain. La probabilité de diffusion du photon sera donc moins grande.

Pour une surface à granulométrie fine, le trajet optique du photon incident dans le grain sera diminué tout comme sa probabilité de se faire absorber. Sa probabilité d'interagir avec la surface de nouveaux grains et donc d'être diffusé sera plus grande. Une surface à grains fins diffuse donc plus qu'une surface à grains grossiers, et apparaîtra plus brillante. Ceci est illustré sur la Fig. 4.9.

4.2.2 Corps planétaire avec atmosphère

Les interactions rayonnement matière sont plus complexes dans le cas de corps planétaires possédant une atmosphère, comme dans le cas de Titan. Le rayonnement peut être absorbé et/ou diffusé par les particules et les gaz de l'atmosphère avant et après avoir interagi avec la surface. Le rayonnement enregistré par l'instrument correspond donc à mélange d'informations concernant à la fois l'atmosphère et la surface du corps.

Le rayonnement peut être absorbé par les gaz et les particules en suspension (aérosols) présents dans l'atmosphère. Cette absorption contrôle la transmission du rayonnement dans l'atmosphère et définit donc l'extinction ou opacité ou épaisseur optique τ de l'atmosphère. Sur Titan, le gaz absorbant majoritairement le rayonnement est le méthane, comme le montre la Fig. 4.10. Les longueurs d'ondes auxquelles l'atmosphère de Titan est la plus transparente définissent les « fenêtres atmosphériques », où l'on peut distinguer la surface, souvent appelées « fenêtres atmosphériques du méthane » par abus de langage.

Le rayonnement est aussi diffusé par les particules de l'atmosphère. Dans le cas de Titan, les aérosols présents dans l'atmosphère sont responsables de forts effets de diffusion dans l'infrarouge

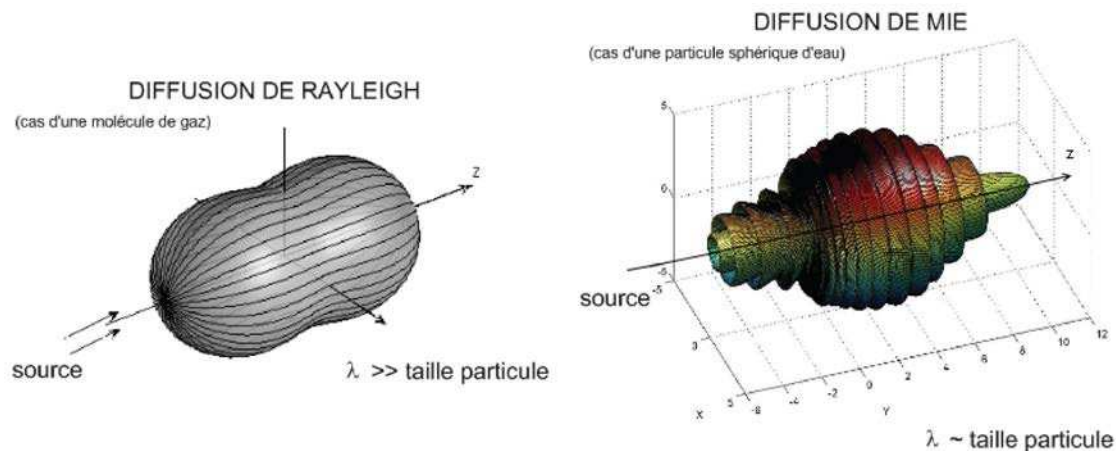


FIGURE 4.11 – Diffusion de type Rayleigh (petites particules) et de type Mie (taille des particules de l'ordre de la longueur d'onde). Image : www.ifremer.fr, modifiée.

(Rodriguez *et al.*, 2006). Il existe différents régimes de diffusion en fonction de la taille des particules. Lorsque la taille des particules est :

- inférieure à la longueur d'onde, la diffusion est de type Rayleigh. Elle est particulièrement sensible aux courtes longueurs d'ondes et est proportionnelle à λ^{-4} . Les deux lobes de diffusion produits (vers l'avant et vers l'arrière de la particule) sont équivalents (Fig.4.11).
- de l'ordre de la longueur d'onde, la diffusion est de type Mie. Elle est très directionnelle et produit des lobes de diffusion inégaux (Fig. 4.11), orientés vers l'avant ou vers l'arrière des particules. Elle affecte les plus grandes longueurs d'ondes et est proportionnelle à λ^{-1} .
- très supérieure à la longueur d'onde, comme dans le cas des gouttelettes d'eau et des grosses particules, la diffusion est dite non sélective car elle existe à toutes les longueurs d'ondes. Ce type de diffusion a lieu notamment dans le cas des nuages et crée un rayonnement dit blanc.

Le rayonnement est donc fortement absorbé et diffusé dans l'atmosphère avant d'atteindre la surface de Titan dans le domaine de l'infrarouge, et particulièrement aux courtes longueurs d'ondes. Une partie du signal enregistré par l'instrument résulte de donc des interactions rayonnement/atmosphère et rayonnement/surface.

Une seconde partie du signal enregistré résulte d'interactions multiples entre l'atmosphère et la surface. Ces différentes contributions au signal enregistré par l'instrument sont illustrées de façon très schématique sur la Fig. 4.12. Il faut cependant noter que ces effets atmosphériques sont inexistantes dans le cas de l'imagerie radar sur Titan (Rodriguez *et al.*, 2003). La grandeur servant à caractériser l'orientation de la diffusion est appelée la fonction de phase. Elle sera développée ultérieurement (Section 5.1.9).

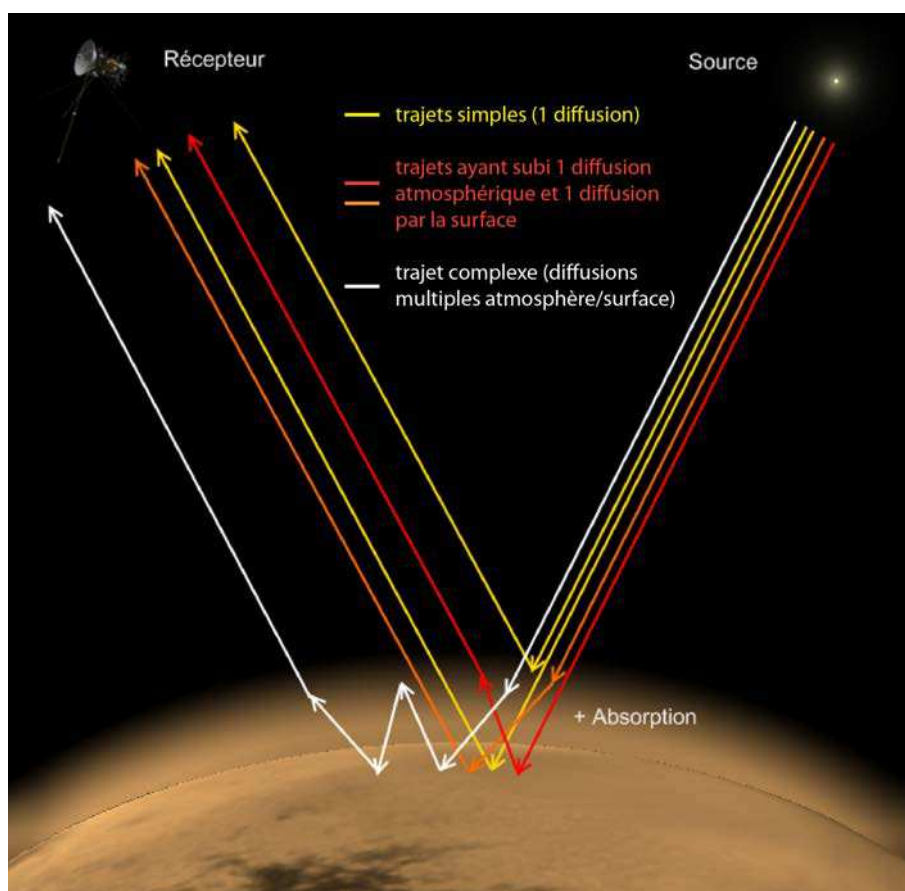


FIGURE 4.12 – Principales composantes du signal enregistré par l'instrument dans le cas d'un rayonnement atteignant un corps possédant une atmosphère. Le signal reçu par l'instrument résulte de diverses interactions rayonnement/atmosphère/surface.

Chapitre 5

L'imagerie visible-infrarouge sur Titan

J'ai utilisé durant ma thèse les données de deux instruments de la sonde Cassini opérant dans le domaine du visible-infrarouge : la caméra multispectrale ISS ([Porco *et al.*, 2004](#)) et la caméra hyperspectrale VIMS ([Brown *et al.*, 2004](#)). Cette partie est dans un premier temps dédiée à des rappels physiques sur les grandeurs mesurées par ces deux capteurs, puis à la description des instruments, de leurs objectifs scientifiques et du traitement des données acquises. Le but de ces traitements, et plus particulièrement dans le cas du traitement des données VIMS, est de détecter la surface de Titan à travers son épaisse atmosphère (Fig. 5.1). Le développement de tels traitements a donné lieu à une publication en tant que deuxième auteur ([Le Mouélic *et al.*, 2012a](#)). Leur principe est aussi exposé dans [Cornet *et al.* \(2012a\)](#).

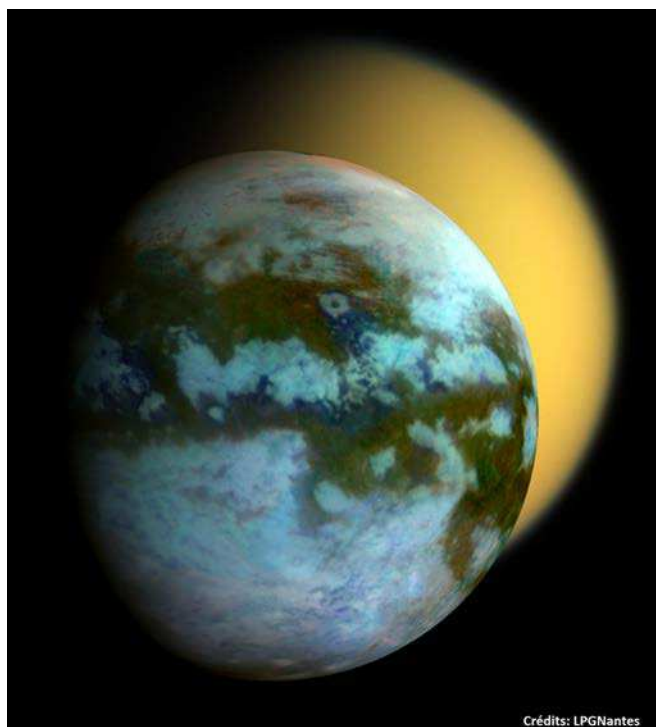


FIGURE 5.1 – La vision de la surface de Titan par l'instrument VIMS à travers son épaisse atmosphère. Crédits image : LPGNantes.

5.1 Grandeurs physiques et photométrie

Les propriétés photométriques d'une surface ou d'une atmosphère régissent la manière dont le rayonnement sera réfléchi en direction de l'instrument. Les grandeurs photométriques ci-après nécessitent donc d'être définies afin de pouvoir comprendre et analyser les données d'imagerie infrarouge.

5.1.1 Géométrie d'acquisition

Les données d'imagerie acquises sur les surfaces planétaires dépendent fortement des angles via lesquels elles sont observées. On distingue ainsi :

- l'angle d'incidence i (ou angle d'éclairement), entre la direction de la source et la normale à la surface,
- l'angle d'émission e (ou angle d'émergence), entre la direction de l'instrument et la normale à la surface,
- l'angle de phase g , entre la direction d'incidence et celle d'émission
- l'angle d'azimut ϕ , correspondant à l'angle entre la projection de la direction d'incidence et de la direction d'émission sur la surface.

La sonde Cassini acquiert les données sur Titan à chaque survol, ce qui implique que tous ces angles varient fortement d'un survol à l'autre. Ces angles d'observation (géométrie d'acquisition) sont schématisés sur la Fig. 5.2. Lorsque la géométrie d'acquisition est trop extrême, ces angles sont très forts et les conditions d'observation sont rasantes, ce qui rend les données acquises inexploitable en l'absence de corrections atmosphériques et photométriques. On utilisera par la suite la notation suivante :

$$\begin{aligned}\mu_0 &= \cos i, \\ \mu &= \cos e.\end{aligned}$$

5.1.2 Le flux énergétique Φ (*radiant flux*)

Tout rayonnement émis par une source transporte avec lui de l'énergie E [J] avec un certain débit en fonction du temps t [s]. Ce débit est appelé flux d'énergie Φ [J.s^{-1} ou W]. Le flux est donc une puissance. Il peut aussi être exprimé en fonction de la longueur d'onde comme Φ_λ [$\text{J.s}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ ou $\text{W}.\mu\text{m}^{-1}$] (puissance spectrale). Le flux arrivant en surface peut être réfléchi, diffusé, transmis ou absorbé, comme nous l'avons vu précédemment. Si le flux est constant, l'énergie totale en fonction du temps s'écrit comme :

$$E = \Phi t. \tag{5.1}$$

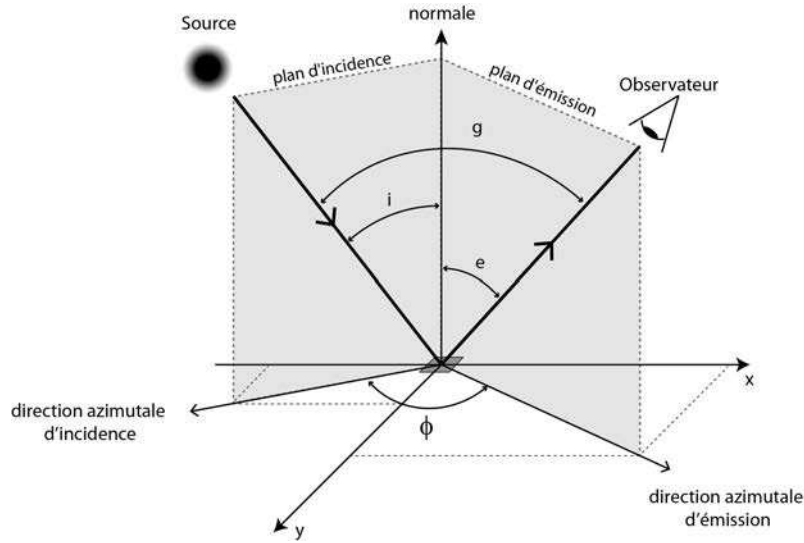


FIGURE 5.2 – Angles ou géométrie d'observation d'une surface planétaire.

5.1.3 La source du rayonnement : la luminance du corps noir $B_\lambda(T)$

Tout corps dont la température diffère du zéro absolu (0 K ou -273.15°C) émet un rayonnement électromagnétique dû à l'agitation thermique des particules le constituant, en fonction de la longueur d'onde. Un corps noir est un émetteur thermique idéal (parfaitement émissif et parfaitement absorbant) qui ne transmet ni ne réfléchit aucun rayonnement. Pour une longueur d'onde λ [μm] et une température de surface T [K] données, la luminance spectrale du corps noir B_λ [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$] est définie par la loi de Planck (Eq. 5.2) :

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1}, \quad (5.2)$$

où k est la constante de Boltzmann ($= 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$), h est la constante de Planck et c la vitesse de la lumière (définies précédemment). La Fig. 5.3 représente quelques courbes de luminance de corps noirs possédant différentes températures de surface. On constate donc que plus un corps est chaud, plus il sera émissif. L'émittance M d'un corps noir correspond à la luminance du corps noir intégrée dans toutes les directions de l'espace. La loi de Stefan-Boltzmann (Eq. 5.3) relie l'émittance totale M_T d'un corps noir [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] à sa température T^4 :

$$M_T = \sigma T^4, \quad (5.3)$$

où σ la constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ J}\cdot\text{K}^{-4}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). La luminance du corps noir passe par un maximum d'émission à une longueur d'onde donnée λ_{max} (exprimée en m), reliée à la température du corps noir par la loi de Wien (Eq. 5.4) :

$$\lambda_{max} = \frac{hc}{4,9651kT} = \frac{2,898 \cdot 10^{-3}}{T}, \quad (5.4)$$

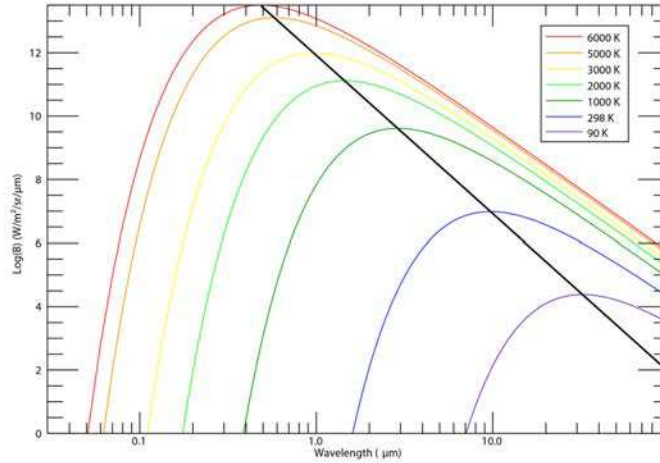


FIGURE 5.3 – Luminance spectrale B_λ du corps noir [$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$] en fonction de sa température de surface T [K] et de la longueur d'onde λ [μm] d'après la loi de Planck. La loi de Wien, reliant la longueur d'onde du maximum d'émission à la température de surface du corps est représentée par la droite en noir.

où h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière dans le vide, k la constante Boltzmann et T la température, toutes définies précédemment. La droite représentant les maxima d'émission des corps noirs est représentée sur la Fig. 5.3.

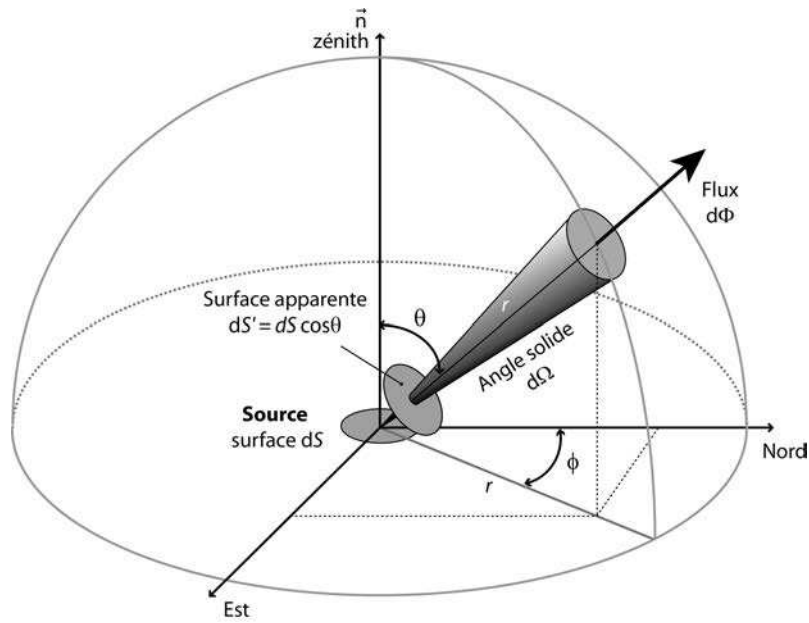
Ces lois sont valables pour les corps assimilables à des corps noirs. Notre principale source lumineuse, le Soleil, peut être considéré comme un corps noir possédant une température $T = 5750$ K, donc fortement émissif. Cependant, l'essentiel des corps planétaires n'absorbent ou n'émettent pas intégralement le rayonnement électromagnétique, et en réfléchissent ou transmettent une partie. Ils sont qualifiés de corps gris. L'émissivité ϵ_λ d'un corps naturel, comprise entre 0 et 1, se définit donc comme le rapport entre la luminance spectrale du corps gris (I_λ) et celle du corps noir (B_λ) à la même température, et traduit la capacité du corps à réémettre le rayonnement.

$$\epsilon_\lambda = \frac{I_\lambda(T)}{B_\lambda(T)}. \quad (5.5)$$

5.1.4 Angle solide $d\Omega$ (*solid angle*) et intensité énergétique IE (*radiant intensity*)

La notion d'angle solide est très importante pour étudier les bilans de flux énergétiques atteignant et étant réfléchis par une surface planétaire. L'angle solide noté $d\Omega$ (ou $d\omega$) est la portion d'espace matérialisée par un cône formant un angle θ par rapport à la normale à la surface et coupant une sphère de rayon r dans une direction quelconque selon une surface apparente $dS' = \cos\theta dS$. Le centre de la sphère (considéré comme source d'un rayonnement) est situé au sommet du cône comme le montre la Fig. 5.4. L'angle solide s'exprime en stéradians [sr] et est défini par :

$$d\Omega = \frac{dS'}{r^2} = \frac{\cos\theta dS}{r^2}. \quad (5.6)$$

FIGURE 5.4 – Concept d'angle solide $d\Omega$ et d'intensité énergétique IE .

L'intensité énergétique IE émise dans une direction donnée correspond au flux incident $d\Phi$ émis par une source ponctuelle par unité d'angle solide $d\Omega$ dans cette même direction (Fig. 5.4). Elle est donnée en W.sr^{-1} ou en $\text{W.sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ dans le cas de l'intensité énergétique spectrale IE_λ . On a :

$$IE = \frac{d\Phi}{d\Omega}. \quad (5.7)$$

5.1.5 La luminance I (radiance)

La luminance I correspond au flux énergétique rayonné (émis et/ou réfléchi) $d\Phi_{\text{rayonné}}$ par unité de surface apparente de la source $dS_{\text{source}} \cos \theta$ et par unité d'angle solide $d\Omega$. Elle correspond aussi à l'intensité énergétique IE émise par unité de surface apparente de la source. Elle s'exprime en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. La luminance spectrale I_λ dépend de la longueur d'onde et s'exprime en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$. On a :

$$I = \frac{d^2\Phi_{\text{rayonné}}}{d\Omega dS_{\text{source}} \cos \theta} = \frac{dIE}{dS_{\text{source}} \cos \theta} \quad (5.8)$$

5.1.6 L'émittance M (radiant exitance/emittance)

L'émittance M correspond au flux $d\Phi_{\text{émis}}$ émis par une source étendue dans tout un hémisphère par unité de surface de la source émettrice dS_{source} . Elle s'exprime en W.m^{-2} ou en $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ pour l'émittance spectrale M_λ . L'émittance correspond donc à la luminance I (définie dans la Partie 5.1.5) intégrée dans tout le demi-espace supérieur ($\phi = 0$ à 2π et $\theta = 0$ à $\pi/2$). On a :

$$M = \frac{d\Phi_{\text{émis}}}{dS_{\text{source}}}. \quad (5.9)$$

Dans le cas d'un corps émettant dans toutes les directions de manière identique (surface lambertienne), on a donc :

$$M = \int \int_{\text{demi-espace}} I \cos \theta d\Omega = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} I \cos \theta \sin \theta d\theta = \pi I. \quad (5.10)$$

5.1.7 L'éclairement J (irradiance ou radiant flux density)

L'éclairement J correspond au flux incident $d\Phi_{\text{incident}}$ émis par une source étendue et arrivant depuis toutes les directions du demi-espace supérieur par unité de surface de la cible dS_{cible} . Il s'exprime en W.m^{-2} ou en $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ pour l'éclairement spectral J_λ . On a :

$$J = \frac{d\Phi_{\text{incident}}}{dS_{\text{cible}}}. \quad (5.11)$$

Le rayonnement solaire $B_\lambda(T)$ est la source de l'éclairement en télédétection passive, vue dans un angle solide $d\Omega$. L'angle θ entre la normale à la surface et le flux émis par le Soleil correspond donc à l'angle d'incidence i . L'éclairement par une source agissant comme un corps noir s'exprime donc sous la forme de l'Eq. 5.12.

$$J_\lambda = B_\lambda(T)d\Omega = \frac{dS}{r^2} B_\lambda(T) \cos i = \frac{dS}{r^2} B_\lambda(T) \mu_0. \quad (5.12)$$

5.1.8 La réflectance r

La réflectance r [sr^{-1}] caractérise la capacité d'une surface à renvoyer un rayonnement. C'est le rapport entre le flux d'énergie réfléchi par une surface (la luminance I) et le flux d'énergie reçu par cette même surface (l'éclairement J) en fonction de la longueur d'onde. Elle s'exprime sous la forme :

$$r = \frac{I}{J}. \quad (5.13)$$

Plus couramment en astrophysique, la réflectance d'une surface est souvent assimilée au rapport I/F , où πF représente l'éclairement directionnel J reçu par un élément de surface dS à une distance correspondant à la distance source-cible, tel que $J = \pi F$. On a donc :

$$r = \frac{I}{\pi F}. \quad (5.14)$$

L'expression exacte du I/F , appliquée à la calibration des données VIMS, sera détaillée dans la Section 5.3.2. La réflectance peut posséder de multiples désignations en fonction des propriétés d'éclairement et de réflexion de la surface. On distingue ainsi des réflectances dites directionnelles, coniques ou hémisphériques en fonction de la collimation de la source lumineuse et du détecteur (Nicodemus *et al.*, 1977; Hapke, 1993; Schaepman-Strub *et al.*, 2006). La Fig. 5.5 illustre les différents types de réflectances existantes. Nous nous consacrerons à la définition des lois de la réflectance bidirectionnelle puisque dans le cadre des observations planétaires, l'éclairement et la luminance d'une surface sont considérés comme directionnels.



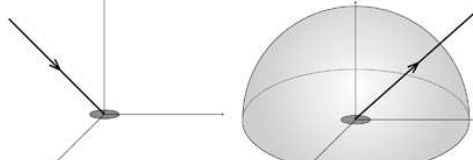
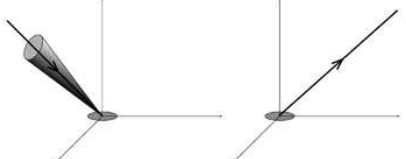

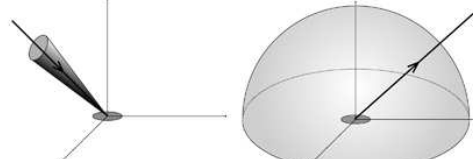
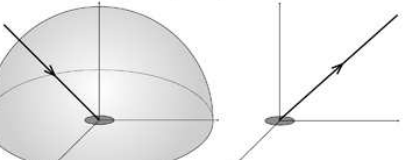
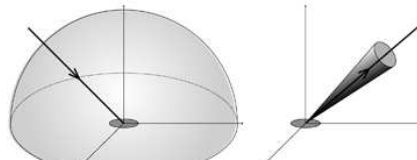
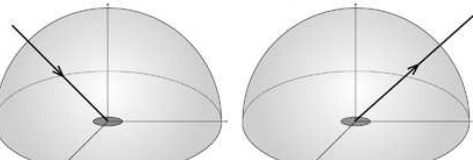
Lumière incidente/réfléchi	Directionnelle	Conique	Hémisphérique
Directionnelle	Réflectance bidirectionnelle 	Réflectance directionnelle-conique 	Réflectance directionnelle-hémisphérique 
Conique	Réflectance conique-directionnelle 	Réflectance biconique 	Réflectance conique-hémisphérique 
Hémisphérique	Réflectance hémisphérique-directionnelle 	Réflectance hémisphérique-conique 	Réflectance bihémisphérique 

FIGURE 5.5 – Différents types de réflectances, selon les conventions de collimation source-détecteur de [Nicodemus et al. \(1977\)](#). Les réflectances entourées d'un cadre en gras représentent les grandeurs estimées mesurables par [Schaepman-Strub et al. \(2006\)](#). La réflectance bidirectionnelle étant un rapport de grandeurs infinitésimales, elle ne peut pas être mesurée directement ([Nicodemus et al., 1977](#)).

Bruce W. Hapke a développé un modèle semi-empirique de photométrie des surfaces planétaires (Hapke, 1981; Hapke et Wells, 1981; Hapke, 1984, 1986, 1993, 2002, 2008) sur lequel je me suis en partie appuyé durant cette thèse. Il y apporte notamment une nouvelle définition de la réflectance bidirectionnelle d'une surface, jusqu'alors cantonnée à des expressions empiriques simples décrites ci-dessous.

5.1.8.1 Quelques réflectances empiriques

La réflectance de Lambert (1760)

La loi de Lambert (1760) (Eq. 5.15), ou loi de la réflectance diffuse, est un concept simple de réflectance bidirectionnelle basé sur le fait que la brillance des surfaces est principalement contrôlée par l'angle avec lequel elles sont éclairées par une source lumineuse. Elle décrit donc la réflectance bidirectionnelle $r_L(i, e, g)$ de la surface comme proportionnelle au cosinus de l'angle d'incidence μ_0 .

$$r_L(i, e, g) = \frac{1}{\pi} A_L \mu_0, \quad (5.15)$$

où A_L est l'albédo (ou réflectance directionnelle-hémisphérique r_{dh}) d'une surface de type lambertienne. La loi de Lambert est une bonne approximation pour les surfaces d'albédo élevé. Pour une surface lambertienne, $A_L = 1$ et on a :

$$r_L(i, e, g) = \frac{\mu_0}{\pi}. \quad (5.16)$$

La réflectance de Minnaert (1941)

La loi de Minnaert (1941) (Eq. 5.17) est une généralisation de la loi de Lambert, aboutissant à une réflectance de Minnaert proportionnelle aux cosinus de l'incidence μ_0 et de l'émission μ .

$$r_M(i, e, g) = A_M \mu_0^n \mu^{n-1}, \quad (5.17)$$

où A_M est l'albédo de Minnaert et n l'indice de Minnaert. Lorsque $n = 1$, $A_M = A_L/\pi$ et l'on obtient la loi de Lambert, décrivant la réflectance comme indépendante de l'émission et de la phase. La loi de Minnaert est cependant limitée dans son utilisation à des gammes d'angles d'observation restreintes, en particulier lors d'observations au limbe (Hapke, 1993).

La loi de Lommel-Seeliger (ou lunaire) (von Seeliger, 1877)

La loi de Lommel-Seeliger, aussi appelée loi lunaire, dérivée par von Seeliger (1877), décrit la diffusion du rayonnement à travers un modèle de diffusion simple isotrope, reliant l'albédo de simple diffusion de la surface w aux angles d'incidence ($\mu_0 = \cos i$) et d'émission ($\mu = \cos e$). La fonction de phase $P(g)$ (manière avec laquelle les particules de la surface diffusent le rayonnement, cf Partie 5.1.9) est donc théoriquement fixée à 1. Une expression généraliste de cette

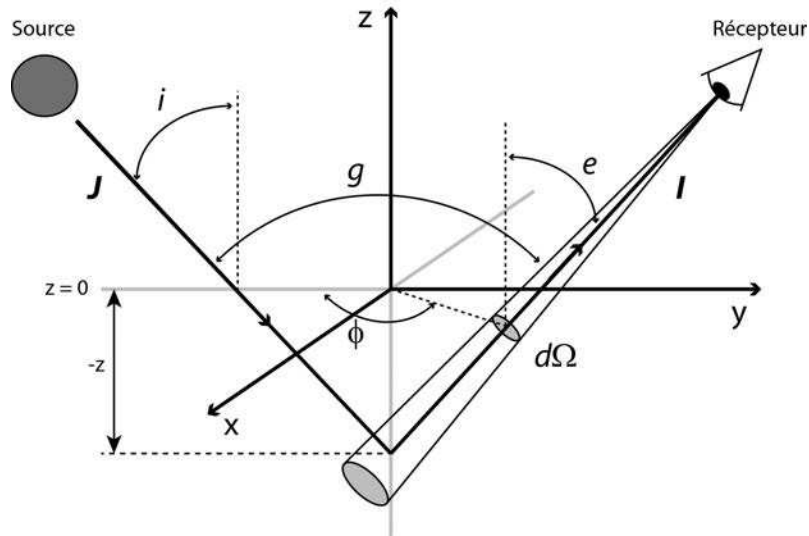


FIGURE 5.6 – Concept théorique de la réflectance bidirectionnelle de Hapke (1981).

loi, pouvant incorporer les effets de phase, est donnée par Hapke (1993) :

$$r_{LS}(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g). \quad (5.18)$$

La loi de Lambert lunaire (Buratti et Veverka, 1983)

La loi empirique de Lambert lunaire est une combinaison linéaire, dépendante d'un paramètre empirique A , de la loi de Lambert et de la loi de Lommel-Seeliger qui parvient à modéliser correctement la photométrie de la plupart des surfaces planétaires (Buratti et Veverka, 1983). Elle s'écrit sous la forme :

$$r_{LL}(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \left[A \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g) + (1 - A) \mu_0 \right]. \quad (5.19)$$

5.1.8.2 La réflectance bidirectionnelle de Hapke (1993)

Le concept de la réflectance bidirectionnelle de Hapke (1993), dérivé de l'équation du transfert radiatif (Chandrasekhar, 1960), est illustré sur la Fig. 5.6. Une source lointaine éclaire de manière directionnelle un milieu semi-infini composé de particules (ou centres de diffusion) de taille supérieure à la longueur d'onde. La surface du milieu éclairé renvoie le rayonnement de manière directionnelle vers l'observateur. L'éclairement et la luminance étant directionnels, il existe donc une forte dépendance entre la valeur de la réflectance déduite de ces deux mesures et les angles d'observations : incidence (i), émission (e) et phase (g) définis précédemment.

La réflectance bidirectionnelle est un concept théorique particulière, non mesurable, puisque l'éclairement et la luminance se propagent selon des angles solides considérés comme infinitésimaux. Cependant, ce concept de réflectance est largement utilisé pour approcher la réflectance des sols dans les données planétaires. Hapke (1981) définit la réflectance bidirectionnelle d'une surface de la façon suivante :

- Pour un milieu semi-infini dans un cas de diffusion simple du rayonnement, la composante de diffusion simple de la réflectance bidirectionnelle s'écrit sous la forme :

$$r_{DS}(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g), \quad (5.20)$$

avec w : l'albédo de diffusion simple (rapport entre l'énergie interne diffusée et l'énergie totale diffusée ou absorbée par les particules), et $P(g)$: la fonction de phase des particules. Lorsque la surface est composée de particules diffusant de manière isotrope, $P(g) = 1$ et la loi devient la loi de Lommel-Seeliger au sens strict :

$$r_{DS}(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu}. \quad (5.21)$$

- Pour un milieu semi-infini dans un cas de diffusion multiple du rayonnement par des particules diffusant de manière isotrope ($P(g) = 1$), la composante de diffusion multiple de la réflectance bidirectionnelle s'écrit de la manière suivante :

$$r_{DM}(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} [H(\mu_0, w) H(\mu, w) - 1], \quad (5.22)$$

avec $H(x, w)$: les fonctions de [Chandrasekhar \(1960\)](#), permettant l'approximation de la diffusion multiple, définies selon [Hapke \(1981\)](#) par :

$$H(x, w) = \frac{1 + 2x}{1 + 2x\sqrt{1 - w}}. \quad (5.23)$$

La réflectance bidirectionnelle de [Hapke \(1981\)](#), qui résulte donc de la somme de la composante de diffusion simple $r_{DS}(i, e, g)$ et de la composante de diffusion multiple $r_{DM}(i, e, g)$ s'écrit sous la forme :

- Dans un cas de diffusion isotrope ($P(g) = 1$), on a :

$$r(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} H(\mu_0, w) H(\mu, w). \quad (5.24)$$

- Dans un cas de diffusion non-isotrope, au premier ordre, on a :

$$r(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} [P(g) + H(\mu_0, w) H(\mu, w) - 1]. \quad (5.25)$$

En pratique, ces équations sont valables dans le cas de milieux où les particules sont dispersées les unes par rapport aux autres, comme dans le cas d'une atmosphère. Dans le cas d'une surface planétaire, les particules du sol sont proches les unes des autres et peuvent entraîner des effets d'ombrage d'une particule par une autre (le phénomène de *shadow hiding*). Cet effet d'ombrage occasionne, lors d'observations à phase nulle, l'apparition d'un pic de réflectance dans les courbes de phase : c'est l'effet d'opposition, affectant la lumière n'étant diffusée qu'une fois par une particule ([Hapke, 1963, 1986, 2002](#)). C'est donc un phénomène d'échappement préférentiel de la



FIGURE 5.7 – Effet d’opposition sur la surface lunaire. Photographie prise par Eugène Cernan lors de la mission Appollo 17 (1972). Image issue du projet *Full Moon* de Michael Light.

lumière dans un cas de diffusion simple par les particules du milieu (Hapke, 1963). L’effet d’opposition est aussi associé à un phénomène appelé rétrodiffusion cohérente (*coherent backscattering*), qui résulte des interférences constructives des ondes se propageant dans un milieu diffuseur (Hapke, 2002; Mishchenko *et al.*, 2002). Un exemple d’effet d’opposition sur la surface lunaire est représenté sur la Fig. 5.7.

Il convient par conséquent d’adapter l’équation de la réflectance bidirectionnelle de Hapke (1981) pour les surfaces planétaires. L’Eq. 5.26 est applicable aux surfaces particulières lisses et tient compte des effets de diffusion anisotrope, de la diffusion multiple, de la porosité et des effets de blocage/ombrage du rayonnement par les particules.

$$r(i, e, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} \left[[1 + B(g, h)] P(g) + H(\mu_0, w) H(\mu, w) - 1 \right], \quad (5.26)$$

avec $B(g)$: la fonction de rétrodiffusion de la surface (caractérisant l’effet d’opposition), définie selon Hapke (1986) comme :

$$B(g, h) = \frac{B_0}{1 + [\tan(g/2)]/h}, \quad (5.27)$$

où B_0 représente la composante de diffusion provenant de la proche-surface normalisée à la diffusion totale des particules à phase quasi-nulle. h est le paramètre de rugosité/porosité de cette même surface (variant de 0,1 à 0,4 pour des surfaces composées de particules fines), pouvant être reliée à la largeur du pic d’opposition dans les spectres (Hapke, 1986). Hapke (1981, 1986) définit B_0 tel que $B_0 = 1$ dans le cas de surfaces à faible albédo (particules opaques). Hapke et Wells (1981) ont noté que l’effet des paramètres h et B_0 n’est notable qu’à des angles de phase faibles, typiquement $g \leq 20^\circ$.

5.1.8.3 Le facteur de luminance bidirectionnelle $RADF$ (*bidirectional RADiance Factor*)

Le facteur de luminance $RADF$ (*RADiance Factor*) de [Hapke \(1993\)](#) se définit comme la brillance d'une surface illuminée et observée selon n'importe quel angle d'incidence ou d'émission par rapport à la brillance d'une surface de Lambert illuminée normalement (i.e. $i = 0$ et $\mu_0 = 1$). C'est en réalité la grandeur communément utilisée dans l'utilisation des données acquises par les instruments infrarouges des sondes spatiales (ISS et VIMS de la sonde Cassini par exemple), exprimées en I/F , comme mentionné dans [Hapke et al. \(2012\)](#).

$$RADF = \frac{r(i, e, g)}{r_L(\mu_0 = 1)} = \pi r(i, e, g) = \frac{I}{F}. \quad (5.28)$$

5.1.9 Notions de fonction de phase $P(g)$

La fonction de phase $P(g)$ d'une particule est la grandeur dépendant de l'angle de phase g , qui va renseigner sur la distribution spatiale de la diffusion du rayonnement au contact de cette particule. Il existe de nombreuses fonctions de phase illustrant différents types de diffusion : isotrope ou directionnelle vers l'avant (*forward scattering*) ou vers l'arrière (*backscattering*) de la particule. La fonction de phase est normalisée à 4π telle que si la diffusion est isotrope, $P(g) = 1$ ([Hapke, 1993](#)).

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(g) d\Omega = 1. \quad (5.29)$$

Quelques exemples de fonctions de phase peuvent être cités. La formulation de la fonction de phase de Rayleigh, caractérisant la diffusion par les particules très fines de l'atmosphère, est donnée par l'Eq. 5.30. C'est une diffusion non-directionnelle dite de second ordre (Fig. 5.8). La fonction de phase servant à décrire la diffusion de type Mie est une fonction de Henyey-Greenstein (Eq. 5.31), qui prend en compte l'assymétrie de la diffusion (effets directionnels de la diffusion, Fig. 5.8), initialement utilisée pour décrire la diffusion lumineuse dans les nuages interstellaires ([Henyey et Greenstein, 1941](#)). Ces deux fonction ont servi à évaluer la contribution additive de la diffusion atmosphérique dans un modèle de diffusion simple du rayonnement solaire appliqué à Titan ([Rodriguez et al., 2006](#)). La fonction de phase de Henyey-Greenstein (Eq. 5.31) a aussi été utilisée par [Buratti et al. \(2006\)](#) pour évaluer la fonction de phase de la surface de Titan à partir des données des premiers survols réalisés par la sonde Cassini.

$$P(g) = P(\cos \theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \theta), \quad (5.30)$$

$$P(g) = P(\cos \theta, \xi) = \frac{1 - \xi^2}{(1 + \xi^2 - 2\xi \cos \theta)^{3/2}}, \quad (5.31)$$

où $\theta = (180^\circ - g)$: angle de diffusion ; et ξ : facteur d'assymétrie décrivant les propriétés de diffusion directionnelle des particules individuelles ($\xi = -1$: pure rétrodiffusion, $\xi = +1$: pure diffusion vers l'avant). Sur Titan, pour les terrains brillants $\xi = -0,35 \pm 0,03$ tandis que pour les terrains sombres $\xi = -0,40 \pm 0,03$ d'après [Buratti et al. \(2006\)](#).

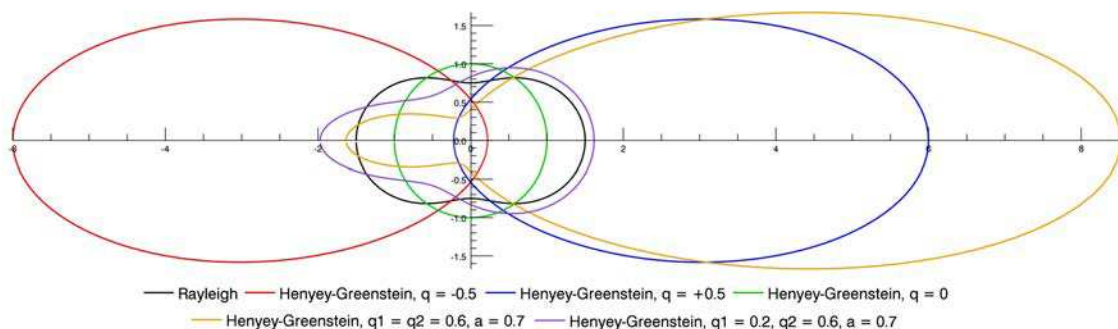


FIGURE 5.8 – Diffusion produite par une particule ayant une fonction de phase $P(g)$ de type Rayleigh (courbe noire) et de type Henyey-Greenstein à 1 paramètre (courbes bleue, rouge et verte), à 2 paramètres (courbe jaune) et à 3 paramètres (courbe violette).

Il existe aussi des fonctions de phase prenant en compte les 2 lobes de diffusion produits (vers l'avant et vers l'arrière de la particule) comme la fonction de Henyey-Greenstein à 2 ($\xi_1 = \xi_2$) ou 3 ($\xi_1 \neq \xi_2$) paramètres (Fig. 5.8), définies dans [Hapke \(2002\)](#) et [Hapke et al. \(2012\)](#) telle que :

$$P(g) = P(\cos \theta, \xi_1, \xi_2, a) = \frac{1+a}{2} \frac{1-\xi_1^2}{(1+\xi_1^2-2\xi_1 \cos \theta)^{3/2}} + \frac{1-a}{2} \frac{1-\xi_2^2}{(1+\xi_2^2+2\xi_2 \cos \theta)^{3/2}}. \quad (5.32)$$

Après une série de tests que je détaillerai dans la Section 5.4, j'ai utilisé la fonction de phase de [Hapke \(1963\)](#) afin d'améliorer les images VIMS acquises au-dessus d'Ontario Lacus. Elle est définie telle que :

$$P(g) = \frac{4\pi}{5} \left[\frac{\sin g + \theta \cos g}{\pi} + \frac{(1 - \cos g)^2}{10} \right]. \quad (5.33)$$

5.2 L'imagerie multispectrale à bord de la sonde Cassini : *Imaging Science Subsystem (ISS)*

L'imageur ISS est l'instrument d'optique de la sonde Cassini qui possède la plus fine résolution spatiale théorique. C'est un instrument multispectral composé de deux caméras qui acquièrent individuellement des images à quelques longueurs d'ondes discontinues grâce à l'utilisation de filtres (Porco *et al.*, 2004).

ISS a été conçu de façon à pouvoir observer la surface de Titan à travers un filtre à 0,93 μm . Les principaux objectifs de la caméra ISS sont d'apporter des contraintes sur la météorologie, les propriétés photométriques et polarimétriques de l'atmosphère de Titan, ainsi que la géologie de sa surface, et notamment la géologie liée à la présence d'étendues liquides (Porco *et al.*, 2004).

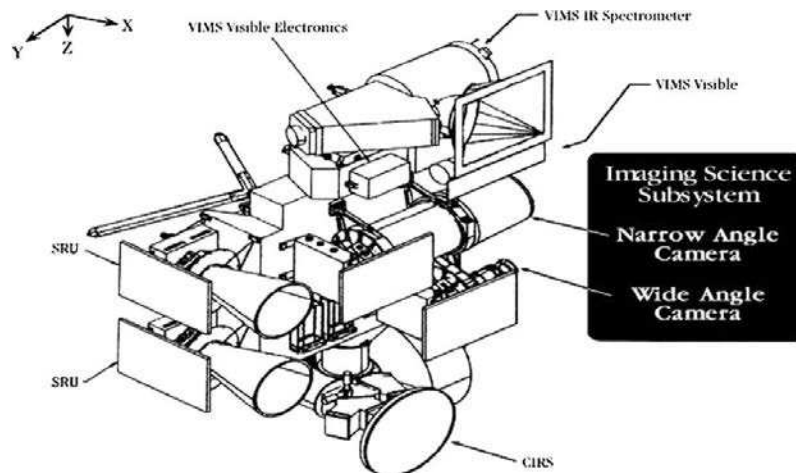
5.2.1 Caractéristiques de l'instrument ISS

L'instrument ISS (Figure 5.9) est composé de deux caméras multispectrales : la *Narrow Angle Camera* (NAC) et la *Wide Angle Camera* (WAC). Elles acquièrent des images dans les domaines ultraviolet, visible et proche infrarouge du spectre électromagnétique.

Les caméras NAC et WAC couvrent respectivement des gammes de longueurs d'ondes allant de 0,20 à 1,05 μm et de 0,38 à 1,05 μm à travers des filtres et des polariseurs infrarouges (Porco *et al.*, 2004, 2005). À ces longueurs d'ondes, l'atmosphère de Titan est optiquement épaisse (Richardson *et al.*, 2004). Quelques filtres centrés à des longueurs d'ondes spécifiques, correspondant aux fenêtres atmosphériques, ont donc été spécialement conçus pour imager la surface de Titan à travers sa dense atmosphère. Ils prennent notamment en compte la polarisation de l'épaisse brume d'aérosols présente dans l'atmosphère de Titan (West et Smith, 1991). Les principales caractéristiques de l'instrument ISS sont résumées dans le Tableau 5.1.

La caméra NAC se compose d'un télescope de type Ritchey-Chretien (longueur focale de 2 m, $f/10.5$) possédant un champ de vision (ou *Field Of View* FOV) de 0,35 ° et équipé du système de double filtrage (12 filtres $\times 2$) hérité de la *Wide Field Planetary Camera* (WFPC) du télescope spatial *Hubble*. La caméra WAC se compose d'un réfracteur ($f/4$), avec une longueur focale de 0,25 m et un champ de vision de 2,8 °, elle aussi équipée d'un système de double filtrage (9 filtres $\times 2$) (Fig. 5.10).

Les images ISS sont donc acquises séparément à travers différents filtres. Il est aussi possible de les acquérir à travers une combinaison de deux filtres afin améliorer leur netteté en réduisant les effets de diffusion liés à la brume dans le cas des observations de Titan. Parmi tous les filtres de l'instrument ISS, le filtre *broadband continuum* CB3 est celui permettant les meilleures observations de la surface de Titan. Le filtre atmosphérique MT1 est lui aussi très utilisé dans le cadre de l'étude de Titan, notamment lors du traitement des images ISS (Porco *et al.*, 2004, 2005; Perry *et al.*, 2005). La Fig. 5.10 présente les caractéristiques et objectifs scientifiques des différents filtres des caméras NAC et WAC.

FIGURE 5.9 – Schéma de la caméra ISS, d'après Porco *et al.* (2004).TABLE 5.1 – Caractéristiques de l'instrument ISS, d'après Porco *et al.* (2004).

Caméras	ISS NAC	ISS WAC
Gamme spectrale couverte	0,20 - 1,05 μm	0,38 - 1,05 μm
Nombre de filtres	12 \times 2 filtres	9 \times 2 filtres
Champ de vision (FOV)	6,134 mrad	61,18 mrad

5.2.2 Calibration et traitement des données ISS

Les données ISS utilisées sont celles publiées dans l'onglet *Imaging Node* du site du *Planetary Data System* (PDS) de la NASA (pds-imaging.jpl.nasa.gov/volumes). La création des données servant à la projection des images ISS (ou « géocubes » ISS), ainsi que la calibration radiométrique des données ISS ont été effectuées par Sébastien Rodriguez (CEA Saclay). La calibration des données se fait via la procédure CISSCAL (*Cassini Imaging Science Subsystem CALibration*), décrite dans Porco *et al.* (2004). Cette procédure inclut l'application d'un *flat-field* servant à retirer les imperfections dans les images liées à la caméra elle-même, et la conversion des comptes numériques en valeurs de I/F , où I représente le flux arrivant au capteur et πF le flux solaire arrivant en haut de l'atmosphère de Titan.

Du fait de la très forte influence de la diffusion atmosphérique brouillant les images, j'ai été amené à développer une chaîne de traitements permettant d'augmenter le contraste des images. J'ai donc réalisé des traitements post-calibration (amélioration de contraste) sur la base des traitements proposés par Perry *et al.* (2005) et Porco *et al.* (2004), dont les résultats sont illustrés sur la Fig. 5.11. Ces traitements reposent sur l'utilisation d'images acquises à travers le filtre CB3 (0,938 μm), où la surface de Titan est visible, et d'images acquises à travers le filtre MT1 (0,618 μm), où l'on ne voit pas la surface. L'image CB3 est débruitée par application d'un filtre médian (ici un filtre 3 \times 3). L'image résultante est ensuite divisée par l'image MT1 afin de normaliser les conditions d'observation. Un filtre passe-bas est alors appliqué à l'image normalisée afin de créer une image représentant la diffusion atmosphérique au-dessus de la surface de Titan. Un masque flou est enfin appliqué à l'image normalisée en retranchant 85 % de l'image représentant la diffusion atmosphérique. Perry *et al.* (2005) et Porco *et al.* (2005) utilisent aussi au préalable une

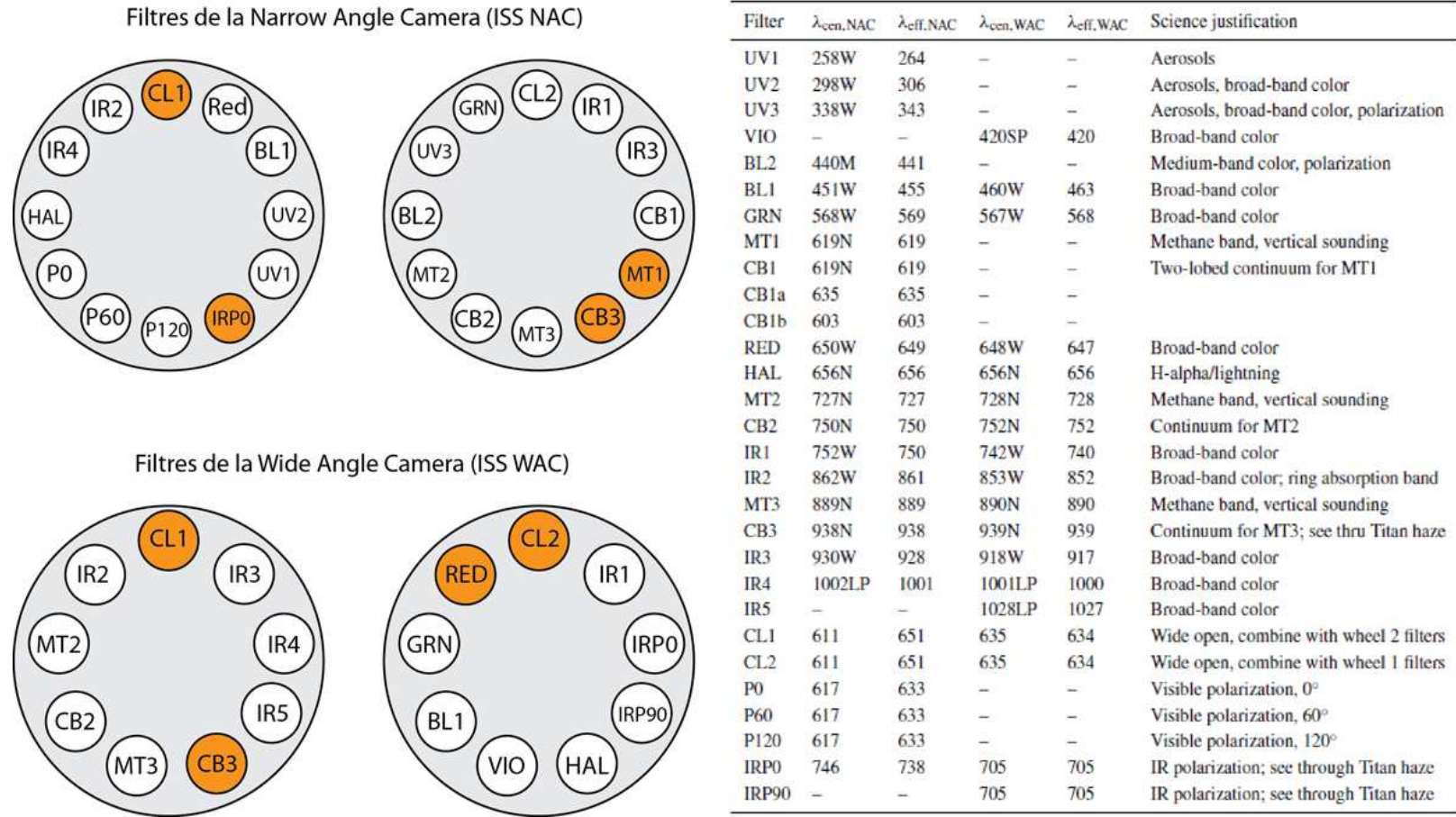


FIGURE 5.10 – Caractéristiques des différents filtres NAC et WAC de la caméra ISS. Les filtres en orange sont ceux utilisés pour l'étude de Titan. Le tableau récapitulatif des objectifs scientifiques des filtres ISS est issu de [Porco et al. \(2004\)](#). λ_{cen} indique la longueur d'onde centrale des filtres tandis que λ_{eff} indique la longueur d'onde effective des mêmes filtres.

sommation de quelques images CB3 afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit dans les images ISS. J'ai cependant choisi de ne pas appliquer cette sommation préalable afin de s'affranchir des problèmes de géoréférencement des images au sein d'un même survol de Titan, dus aux problèmes de navigation des images ISS.

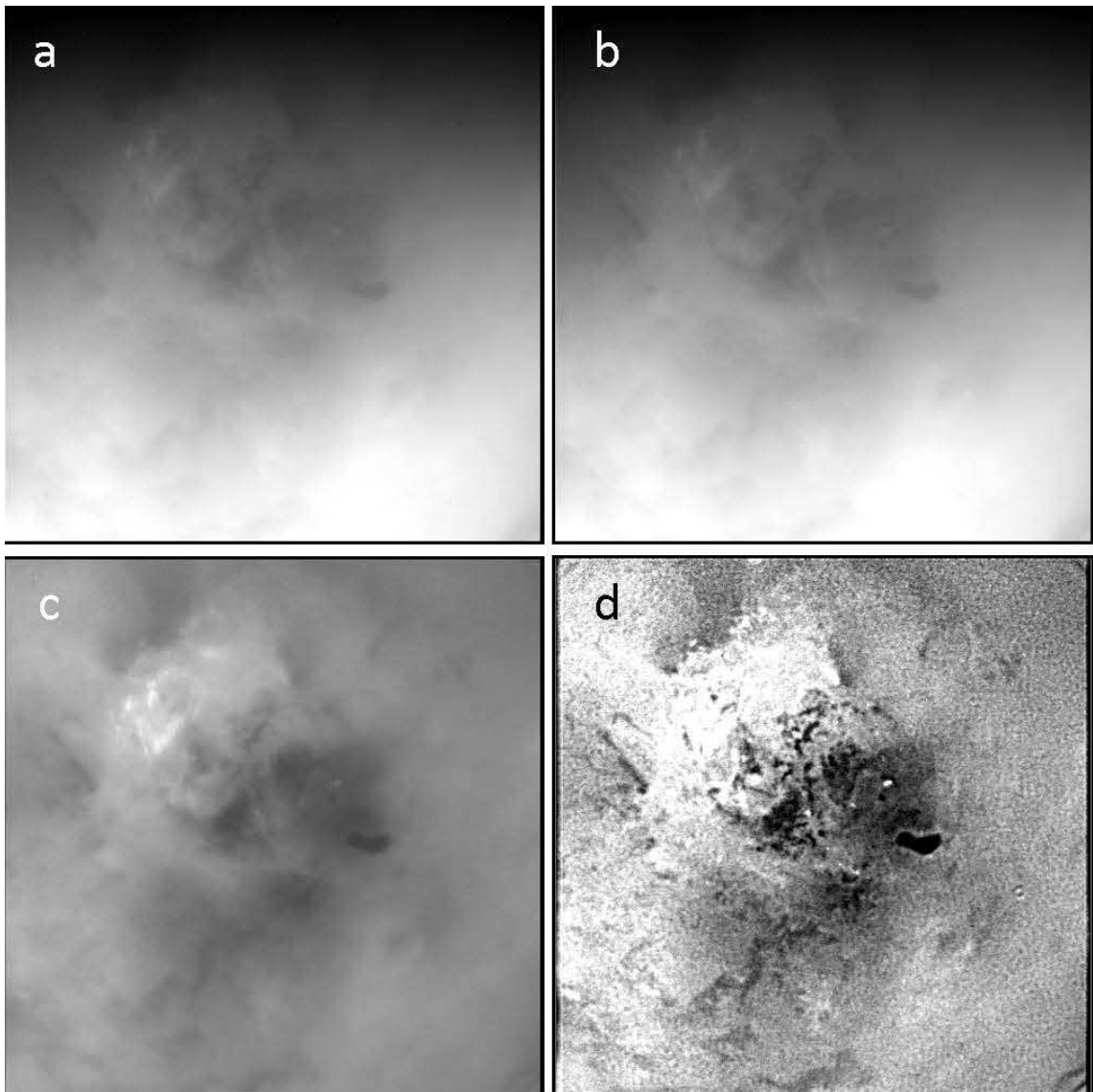


FIGURE 5.11 – Illustration de la chaîne de traitements appliqués aux images ISS de Titan pour permettre une meilleure visualisation de la surface à $0,938 \mu\text{m}$. **a)** Image CB3 brute. **b)** Image CB3 après suppression des pixels saturés. **c)** Image CB3 normalisée par l'image MT1. **d)** Image CB3 normalisée après retrait de 85 % de cette même image CB3 normalisée filtrée passe-bas avec un kernel 25×25 pour simuler la diffusion atmosphérique proche de la surface.

5.3 L'imagerie hyperspectrale à bord de la sonde Cassini : *Visual and Infrared Mapping Spectrometer* (VIMS)

L'instrument VIMS à bord de la sonde Cassini est une caméra hyperspectrale qui acquiert des images dans 352 longueurs d'ondes différentes. L'assemblage de ces images forme des cubes hyperspectraux, qui renseignent à la fois sur la dimension spatiale (x, y) et sur la dimension spectrale (λ) des objets imagés (Figure 5.12). L'instrument VIMS est composé de deux détecteurs : l'un opérant dans le visible et l'autre opérant dans l'infrarouge. Les caractéristiques de l'instrument sont détaillées dans [Brown *et al.* \(2004\)](#).

Dans le cadre de l'étude de Titan, VIMS a pour but de contraindre à la fois les processus atmosphériques (distribution verticale en fonction de la latitude/ longitude et variabilité dans le temps des gaz, des nuages et des aérosols, dynamique des vents, profils de température dans la stratosphère, ...) et les interactions atmosphère-surface à travers l'étude des images acquises dans les fenêtres atmosphériques (géologie, composition de la surface, recherche d'activité tectonique et cryovolcanique).

5.3.1 Caractéristiques de l'instrument VIMS

5.3.1.1 Caractéristiques techniques de VIMS-VIS (visible)

Le détecteur VIMS-VIS (visible), représenté sur la Figure 5.13, couvre une gamme de longueurs d'ondes allant de $0,35 \mu\text{m}$ à $1,05 \mu\text{m}$, s'étalant sur 96 canaux spectraux, avec une résolution spectrale pouvant aller de 1,46 nm (mode haute résolution) à 7,3 nm (mode normal, par sommation de 5 pixels spectraux). Le champ de vision total de l'instrument est de $2,4^\circ \times 2,4^\circ$ mais est restreint à $1,8^\circ \times 1,8^\circ$ (32×32 mrad) de manière à s'accorder avec le détecteur infrarouge, monté sur la même plateforme. Enfin, VIMS-VIS fonctionne en mode « push-broom » en acquérant les données par lignes ou par rangées à l'aide d'une matrice CCD (*Charge-Coupled Device*) de 512×512 éléments (de taille unitaire $24 \times 24 \mu\text{m}$). Les caractéristiques de l'instrument VIMS-VIS sont résumées dans le Tableau 5.2.

Le détecteur est constitué d'un télescope de focale $f/3.2$ (conception Shaffer, couplant un télescope inversé type Burch avec un système relai type Offner) de 4,5 cm qui dévie les faisceaux lumineux à travers une fente (définissant le champ de vision de l'instrument) puis un réseau de diffraction. Ce réseau de diffraction est constitué d'un miroir strié qui agit comme un prisme, dispersant la lumière en fonction de la longueur d'onde. Le mouvement du miroir par rapport à l'objet ciblé (mouvement appelé *mapping*) permet de former une image de l'objet à chaque longueur d'onde sans avoir à bouger la sonde Cassini pour repointer VIMS sur sa cible. La lumière est finalement enregistrée par la matrice CCD.

5.3.1.2 Caractéristiques techniques de VIMS-IR (infrarouge)

Le détecteur VIMS-IR (infrarouge), représenté sur la Figure 5.14, couvre quand à lui une gamme de longueurs d'ondes allant de $0,88 \mu\text{m}$ à $5,10 \mu\text{m}$, s'étalant sur 256 canaux spectraux, avec

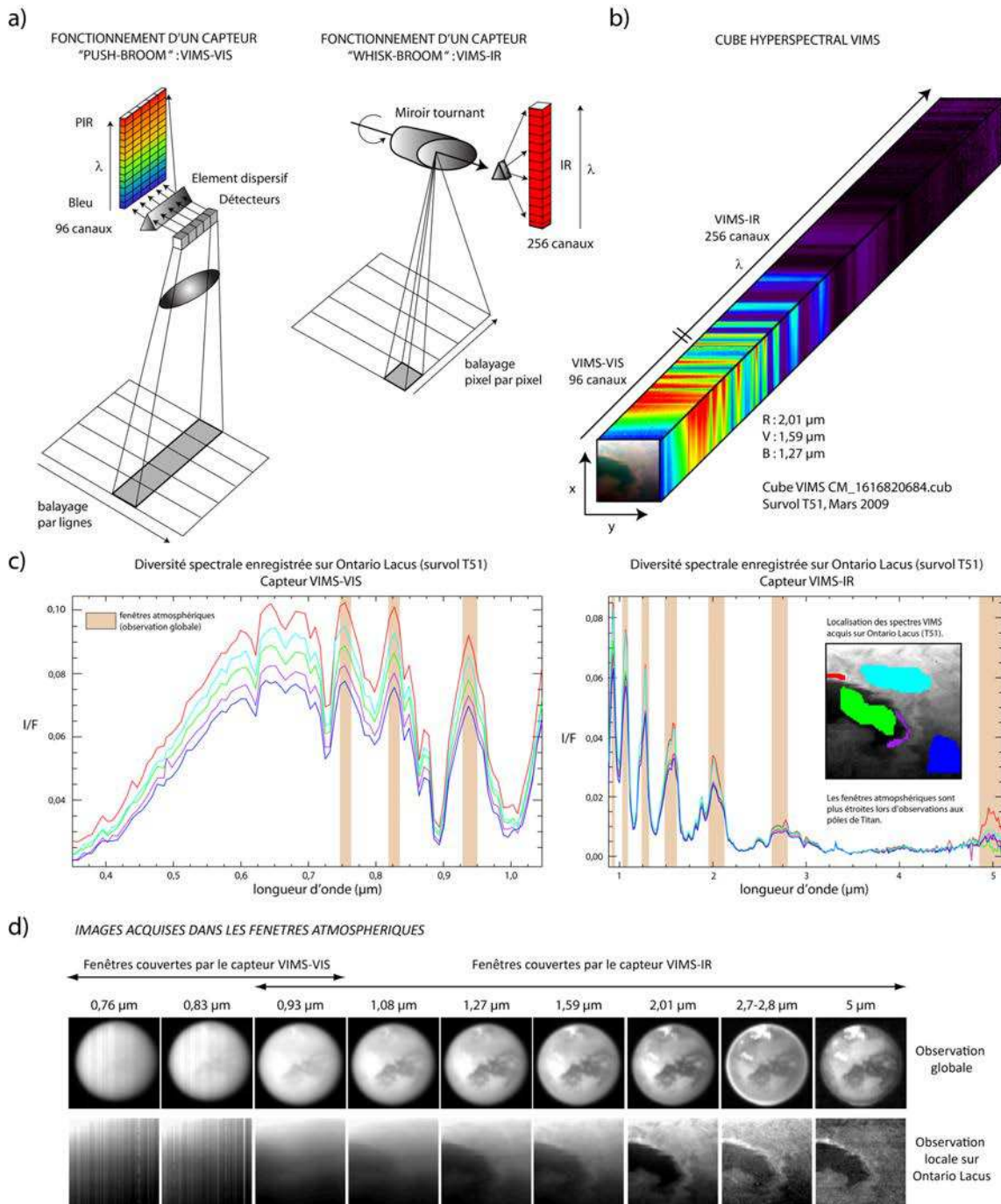


FIGURE 5.12 – **a)** Principe de fonctionnement de la caméra hyperspectrale VIMS. **b)** L'assemblage des images acquises par VIMS à chaque longueur d'onde (λ) forme un cube hyperspectral possédant en chaque pixel de l'image un spectre caractéristique de l'objet imagé. **c)** À titre d'exemple, la diversité spectrale rencontrée dans les images d'Ontario Lacus est illustrée à la fois dans le visible et l'infrarouge. **d)** Les images associées à chaque fenêtre atmosphérique sont aussi représentées, à la fois pour une observation globale de Titan, mais aussi pour une observation locale d'Ontario Lacus. Dans le cas d'observations proches des pôles, les fenêtres atmosphériques sont plus étroites à cause des effets de diffusion de la brume d'aérosols de Titan, et ne contiennent parfois pas de signal provenant de la surface.

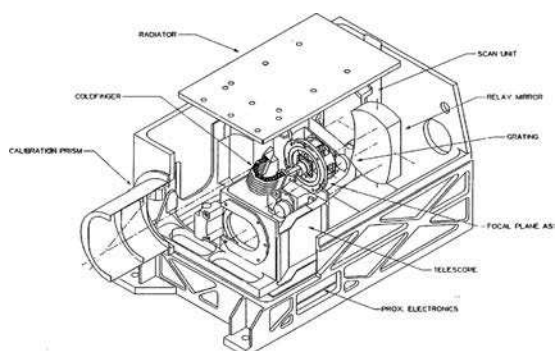


FIGURE 5.13 – Schéma du capteur VIMS-VIS.
Image : [Brown et al. \(2004\)](#).

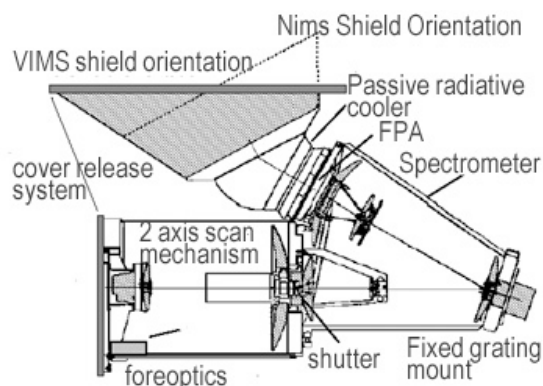


FIGURE 5.14 – Schéma du capteur VIMS-IR.
Image : [Brown et al. \(2004\)](#).

TABLE 5.2 – Caractéristiques de l'instrument VIMS, d'après [Brown et al. \(2004\)](#).

Détecteurs	VIMS-VIS	VIMS-IR
Nombre de canaux spectraux	96 canaux	256 canaux
Type de capteur	« Push-broom »	« Whisk-broom »
Gamme spectrale couverte	0,35 - 1,05 μm	0,88 - 5,10 μm
Résolution spectrale	7,3 nm (5 pixels)	16,6 nm
Champ de vision instantané (IFOV)	0,17 \times 0,17 mrad	0,25 \times 0,5 mrad
Champ de vision effectif	0,5 \times 0,5 mrad (3 \times 3 pixels)	0,5 \times 0,5 mrad (2 \times 1 pixels)
Champ de vision total	64 \times 64 pixels (32 \times 32 mrad)	64 \times 64 pixels (32 \times 32 mrad)
Largeur de la fauchée	576 IFOV (3 \times 3 \times 64)	128 IFOV (2 \times 64)

une résolution spectrale de 16,6 nm. Il est monté sur la même plateforme que le détecteur visible, ce qui permet l'alignement optique de VIMS-VIS et VIMS-IR. Il fonctionne en mode « whisk-broom » en acquérant les données pixel par pixel à l'aide d'un détecteur 1D composé de 256 photodiodes en Indium Antimonide (InSb) de taille unitaire $200 \times 103 \mu\text{m}$. Les caractéristiques du détecteur infrarouge sont listées dans le Tableau 5.2.

Le principe de fonctionnement du détecteur infrarouge est relativement similaire à celui de la partie visible. La lumière est collectée à travers une fente puis dispersée par un réseau de diffraction et enfin collectée par les photodiodes pour former un spectre en chaque pixel. Cependant, le détecteur est composé d'un télescope de focale $f/3.5$ (type Ritchey Cretien) de 23 cm, plus grand que celui de la partie visible, afin de compenser le fait de devoir scanner les 64 éléments d'une ligne un par un (capteur *whisk-broom*) lorsque que la partie visible scanne une ligne entière (capteur *push-broom*). Les données visibles et infrarouges sont ensuite combinées lors de l'assemblage des cubes hyperspectraux à bord de la sonde Cassini, avant d'être transmises vers la Terre. Le télescope est équipé d'un miroir secondaire mobile pouvant être scanné dans deux directions orthogonales, la direction dite « fast-scan », avec un pas de 0,25 mrad, et la direction dite « slow-scan », avec un pas de 0,5 mrad. Le champ de vision total pouvant être scanné est donc de 32×32 mrad.

5.3.1.3 Modes d'observation de VIMS

VIMS possède plusieurs modes d'observation selon les besoins scientifiques des différents survols : image, ligne, point et occultation. Les modes d'observation image, ligne et point sont les plus utilisés. Les formats les plus couramment utilisés sont : 64×64 IFOVs¹ (*full image mode*), 12×12 IFOVs (taille du champ de vision de la caméra ISS NAC, utilisé lors d'observations simultanées avec ISS) et 1×1 IFOV (mode point, utilisé lors d'occultations stellaires ou pour la collecte de spectres durant un survol trop rapide d'un objet). D'autres combinaisons sont possibles, programmées au cas par cas.

Les cartographies de composition et les études photométriques de Saturne et de ses satellites sont réalisées essentiellement avec le mode image. Le mode image normal permet de scanner les pixels 2 par 2 tandis que le mode haute résolution permet l'acquisition des pixels individuellement dans une des deux directions de l'espace (donc avec un champ de vision plus restreint et une meilleure résolution spatiale). L'acquisition peut débiter plusieurs heures avant le passage au plus proche de façon à obtenir une couverture globale de Titan. Les images VIMS du survol sont alors acquises par résolution croissante, permettant à la fois d'avoir une couverture globale de Titan et des zones imagées de plus en plus précisément au fur et à mesure que la sonde Cassini se rapproche de Titan. Un échantillonnage spatial de 10 km/pixel peut ainsi être atteint 30 min avant le passage au plus proche de Titan, et jusqu'à 250 m/pixel au passage au plus proche.

Le mode ligne acquiert les données sous forme d'une ligne de 12 ou 64 IFOVs parallèle à une des directions de la sonde : selon l'axe z pour réaliser des profils atmosphériques de Saturne ou Titan et pouvoir ensuite les comparer aux profils CIRS ou UVIS, ou selon l'axe x en utilisant le mouvement de la sonde comme second axe spatial (y). Dans cette dernière configuration, on acquiert alors des cubes aussi appelés « nouilles » (ou *noodle cubes*), comme celle enregistrée lors du survol T20 et publiée dans [Barnes et al. \(2008\)](#) et [Le Corre et al. \(2009\)](#). Ce mode ligne est particulièrement utile lors de survols très rapprochés ne permettant pas de compenser le mouvement de la sonde afin d'imager correctement les objets ciblés.

Enfin, VIMS est le seul instrument de la sonde Cassini permettant l'observation d'occultations stellaires dans le visible et l'infrarouge via le mode occultation. Ce mode permet donc de retracer les propriétés physiques des atmosphères de Saturne ou de Titan grâce à ces occultations (structure et microphysique des aérosols, profils de température, ...). Les occultations sont observées en mode point. Le principe de ce mode est le suivant : avant chaque occultation, une image 12×12 de l'étoile est acquise et le pixel le plus brillant de l'image est détecté. Le miroir est alors orienté pour collecter la lumière dans la direction de ce pixel. Suivant les objectifs d'imagerie, il existe différents modes d'occultations (O1, O2 et O3) décrits dans [Brown et al. \(2004\)](#) et utilisés dans [Bellucci et al. \(2009\)](#) dans le cadre de l'étude de l'atmosphère de Titan grâce aux occultations.

5.3.2 Calibration des données VIMS-IR

Le Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGNantes) étant activement impliqué dans la mission Cassini-Huygens, et notamment dans le traitement des données VIMS par

1. Champ de vision instantané de VIMS (*Instantaneous Field Of View*).

l'intermédiaire de Christophe Sotin (membre de l'équipe VIMS, LPGNantes/JPL) et Stéphane Le Mouélic (LPGNantes), j'ai pu bénéficier d'un accès privilégié aux données VIMS (généralement quelques heures après chaque survol, dès que Cassini s'oriente vers la Terre). L'ensemble des projections et des traitements de ces données a été effectué au LPGNantes.

Les cubes VIMS sont chargés depuis l'onglet *calibration page* du site internet du LPL (<https://vims.lpl.arizona.edu>, Lunar and Planetary Laboratory, Tucson, USA). Les renseignements servant à la calibration des données sont contenus dans [Brown et al. \(2004\)](#), [McCord et al. \(2004\)](#) et [Barnes et al. \(2007a\)](#), et peuvent être directement utilisés depuis le serveur des données VIMS. Les différentes étapes de conversion des images brutes vers des images calibrées en I/F en fonction de la longueur d'onde sont les suivantes :

- Soustraction de l'image du *background* ou *dark*, correspondant à l'image du bruit de fond instrumental mesuré au moment de l'acquisition pour chaque ligne de pixels.
- Identification des pixels saturés par les rayons cosmiques et remplacement de leur valeur par l'interpolation du signal enregistré par les pixels voisins.
- Division du signal acquis dans chaque canal spectral par le *flat field* instrumental, ou champ de réponse du détecteur, mesuré avant le lancement de la mission Cassini-Huygens et affiné par la suite.
- Conversion des *Digital Numbers (DN)*, ou comptes numériques correspondants au flux moyen enregistré sur un pixel, en luminance spectrale I_λ (en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en utilisant la fonction de réponse photométrique de l'instrument $R(\lambda)$ en photons/DN ([Brown et al., 2004](#)) :

$$I_\lambda = \frac{DN}{\tau} \times R(\lambda) \times \frac{hc}{\lambda} \times \frac{1}{A \Omega \delta\lambda},$$

avec τ : temps de pose (en s), h : constante de Planck ($= 6,625.10^{-34} \text{ J.s}^{-1}$), c : célérité de la lumière dans le vide ($= 3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$), λ : longueur d'onde (m), $\delta\lambda$: largeur du canal spectral (en m), A : aire du miroir de la caméra VIMS (en m^2), Ω : angle solide du champ de vue d'un pixel (en sr).

- Division par le spectre solaire ([Thekekara, 1973](#)), avec le flux solaire ramené à la distance instantanée Soleil-Titan ($R_{\odot-T} \simeq 10 \text{ U.A.} \simeq 1,5.10^9 \text{ km}$), et multiplication par π , pour obtenir une mesure de I/F en fonction de la longueur d'onde :

$$\frac{I}{F} = \frac{I_\lambda}{F_{1,\lambda} \left(\frac{R_{\odot-\oplus}}{R_{\odot-T}} \right)^2} \times \pi,$$

avec $F_{1,\lambda}$: flux solaire incident spectral ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$) à une distance Terre-Soleil ($R_{\odot-\oplus}$) égale à 1 U.A.

Une requête de préparation des données est nécessaire afin de télécharger les archives VIMS. Rentrer le numéro de séquence d'acquisition des données donne accès à la liste des cubes VIMS acquis lors de la séquence d'observation. Il est aussi possible d'obtenir la mesure du bruit de fond

TABLE 5.3 – Tableau récapitulatif des paramètres utilisés dans l'obtention des archives VIMS calibrées en I/F depuis le site vims.lpl.arizona.edu. D'après Le Corre (2009), modifié.

Paramètre	Choix	Description
Period	S35	Numéro de séquence d'observation
Mark saturated	yes	Identification des pixels saturés
VIS flat field	yes	Division par le <i>flat field</i> du détecteur VIMS-VIS, mesuré pour une source d'intensité uniforme avant le décollage de la sonde. Correction du gain des images visibles.
IR flat field	yes	Division par le <i>flat field</i> du détecteur VIMS-IR, mesuré pour une source d'intensité uniforme avant le décollage de la sonde. Correction du gain des images visibles.
VIS background	yes	Le <i>dark</i> ou bruit de fond instrumental est soustrait automatiquement à bord de la sonde Cassini.
IR background	fix	
Conversion to specific energy	yes	Les cubes VIMS bruts (DN) sont convertis en luminance spectrale (I_λ) à l'aide de la fonction de réponse de l'instrument ($R(\lambda)$).
Split cubes with geometric backplanes	yes	Fractionnement des données géométriques et spectrales.
Separate geometric backplanes	yes	Archivage des données spectrales et géométriques dans des dossiers différents.
Planetocentric latitudes	no	Conservation des données géométriques en coordonnées planétographiques.
Despike	yes	Suppression des pixels saturés ou <i>spikes</i> .
Parameter 1	16	Paramètre pour la fonction de <i>despiking</i> .
Parameter 2	3	Paramètre pour la fonction de <i>despiking</i> .
Parameter 3	3.4	Paramètre pour la fonction de <i>despiking</i> .
Parameter 4	3.4	Paramètre pour la fonction de <i>despiking</i> .
Conversion to I/F	yes	Les données en luminance spectrale (I_λ) sont converties en réflectance relative par division du spectre solaire ramené à la distance Soleil-Titan.
Times π	yes	Multiplication par π des données calibrées.
Keep composited	yes	

instrumental (*dark*, dû au rayonnement thermique des instruments et automatiquement soustrait à bord de la sonde Cassini), utile dans le cas d'éventuelles corrections du bruit de fond dans les cubes après transmission vers la Terre, ou du champ de réponse du détecteur (*flat field*). Les données souhaitées sont celles converties en I/F dans un système de coordonnées planétographiques. Nous demandons également que les données géométriques soient séparées des données spectrales afin de pouvoir créer les géocubes. La procédure de *despiking* est utilisée pour corriger les pixels saturés (appelés *spikes*) présents dans les cubes. Une fois l'archive des données calibrées (extensions *.CUB) préparée, elle est téléchargeable via un protocole SSH à l'adresse vims.lpl.arizona.edu dans le répertoire /data/calibrated/outgoing. Nous téléchargeons également les données brutes (extensions *.QUB). Les différents paramètres utilisés sont résumés dans le Tableau 5.3.

5.3.3 Exemple d'utilisation des données VIMS : Les critères spectraux

Afin de faire apparaître les petites hétérogénéités de composition dans les images infrarouges, une technique communément appliquée en télédétection hyperspectrale consiste à calculer des critères spectraux. Ces critères sont basés sur les différences relatives de réflectance mesurées entre des longueurs d'ondes où il existe des absorptions et d'autres longueurs d'ondes faisant partie de la forme ou enveloppe générale du spectre (*continuum*). Les critères spectraux peuvent être de type rapport de bandes ou de type profondeur de bandes (Fig. 5.15). Ils présentent plusieurs intérêts :

- mise en évidence de zones absorbant plus de rayonnement à une longueur d'onde qu'à une autre longueur d'onde ;
- normalisation des conditions d'éclairement si les images ne contiennent pas de terme additif lié à de la diffusion atmosphérique. On obtient une image de surface variant uniquement suivant les propriétés spectrales du sol (suppression des corrélations avec l'albédo de surface et des effets de géométrie d'acquisition).

Un exemple dans le cas de l'étude de la surface de la Lune est donné dans la Fig. 5.16. Dans une composition colorée de canaux simples, la surface de la Lune apparaît relativement homogène, séparant uniquement les terrains brillants baptisés *highlands* et les grandes mers basaltiques. En effectuant une composition colorée basée sur les critères spectraux, les petites hétérogénéités spectrales composant sa surface apparaissent.

Sur le même principe, il est possible de calculer des critères spectraux avec les données infrarouges disponibles sur Titan afin de faire apparaître les hétérogénéités spectrales de sa surface. Ceci est particulièrement utile étant donné la faible diversité spectrale apparente de la surface de Titan

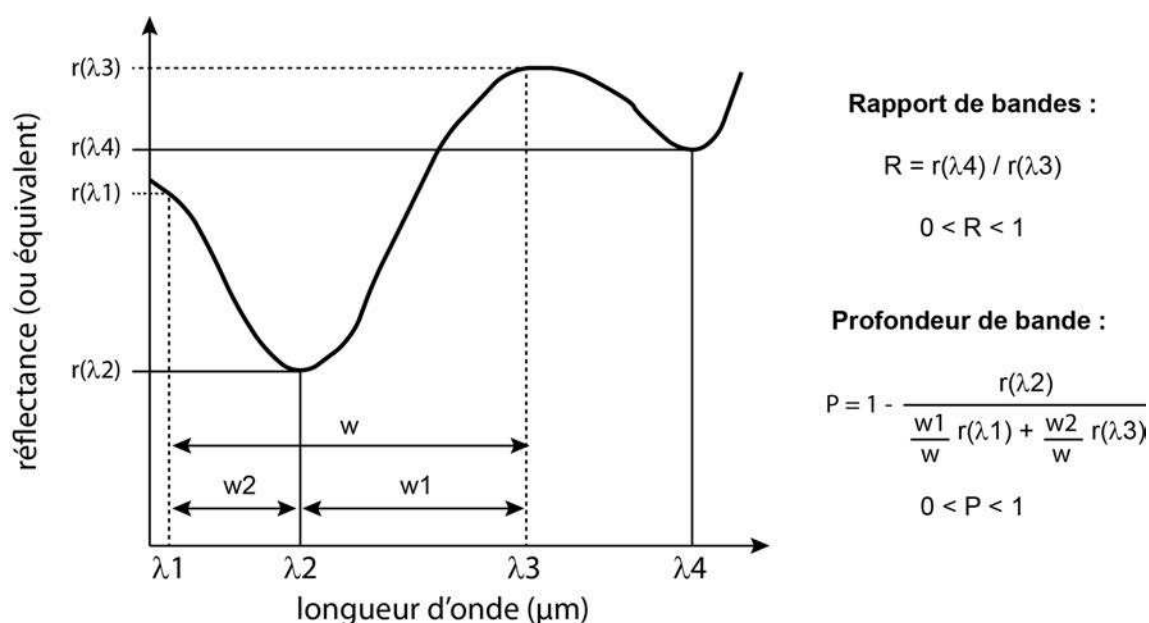


FIGURE 5.15 – Principe des rapports de bandes et des profondeurs de bandes utilisés en spectroscopie. La formulation des profondeurs de bandes est issue de [Massé et al. \(2008\)](#).

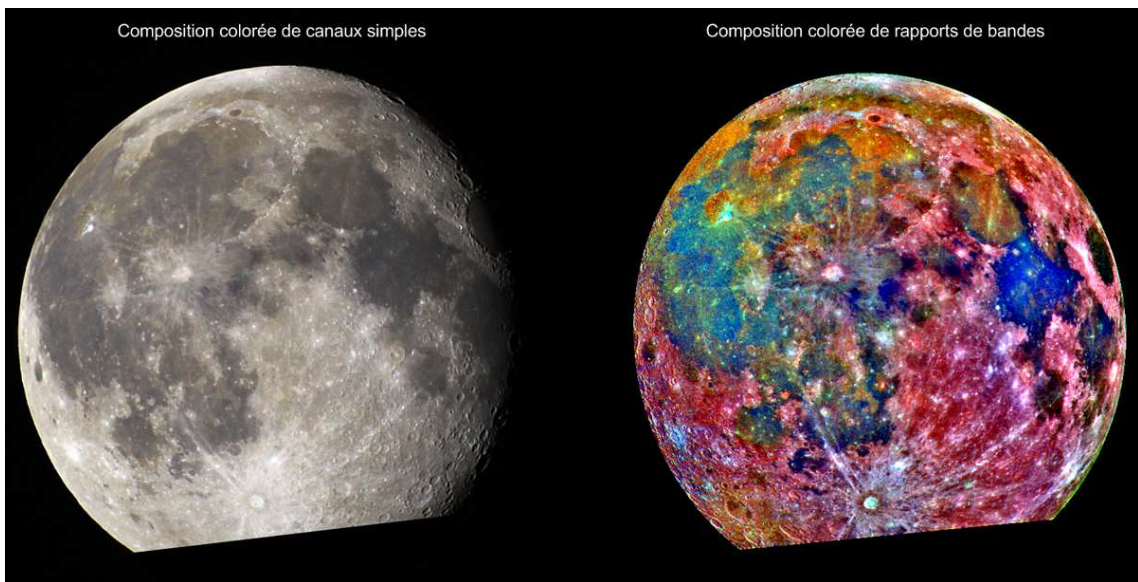


FIGURE 5.16 – Images de la Lune acquise par la sonde Galileo et composition colorée de critères spectroscopiques mettant en évidence les hétérogénéités de composition de sa surface. Image : NASA/JPL, modifiée.

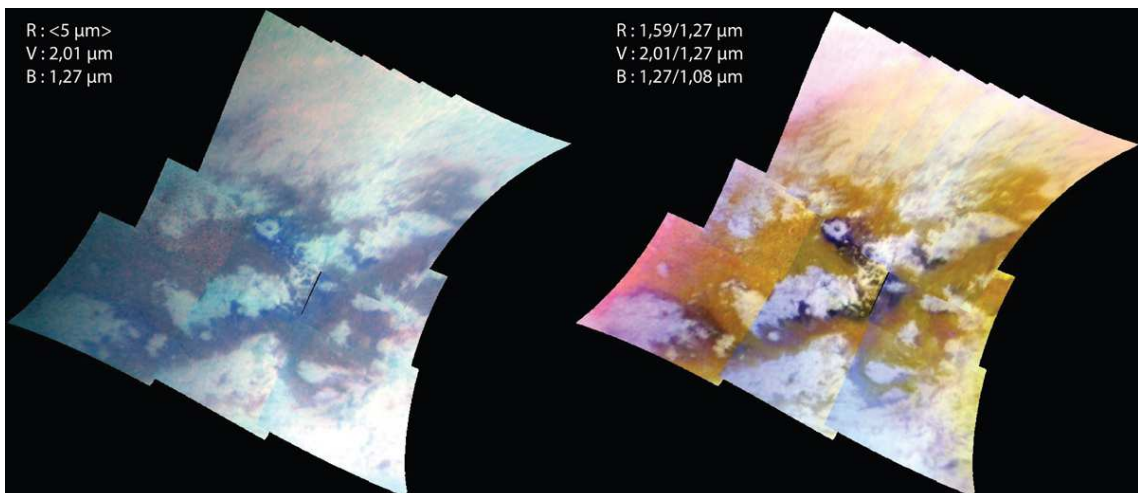


FIGURE 5.17 – Comparaison entre une composition colorée de canaux simples et une composition colorée de rapports de bandes appliquée au données VIMS du survol T13 (au-dessus du cratère Sinlap).

dans l'infrarouge. La Fig. 5.17 montre les différences de vision de la surface sur une mosaïque des données du survol T13, acquises au-dessus du cratère d'impact Sinlap, entre une composition colorée de bandes simples situées dans les fenêtres atmosphériques et une composition colorée de rapports de bandes. Le code couleur adopté pour la composition colorée de bandes simples est celui de [Soderblom et al. \(2007a\)](#) (R : 5 μm , V : 2,01 μm , B : 1,27 μm). Le code couleur pour la composition colorée de rapports de bandes est celui de [Le Mouélic et al. \(2008\)](#) (R : 1,59/1,27 μm ,

V : 2,01/1,27 μm , B : 1,27/1,08 μm). On voit ainsi que les terrains « bleu foncés » apparaissent plus nettement dans le composé de rapports de bandes que dans le composé de bandes simples. Cependant, les artefacts présents aux frontières des images VIMS individuelles sont aussi accentués. Ces artefacts, discutés dans la Section 5.4, sont causés par l'absence de correction atmosphérique des images au préalable (contribution additive liée à la diffusion par les aérosols présente).

Ces critères spectraux sont aussi applicables aux données spectroscopiques infrarouges acquises en laboratoire. J'ai notamment utilisé des critères de type profondeur de bande lors d'expériences simulant l'évaporation de méthane liquide dans les conditions pression/température de la surface de Titan, décrites dans le Chapitre 11, afin de suivre l'évolution temporelle du méthane liquide s'évaporant.

5.4 Traitement des données VIMS-IR par correction empirique de la diffusion atmosphérique et de la photométrie de la surface

La présence de méthane (CH_4) et d'aérosols dans l'atmosphère de Titan ne permet l'observation de sa surface qu'à quelques longueurs d'ondes spécifiques. Celles-ci sont appelées fenêtres atmosphériques. Dans le domaine du visible, il est ainsi possible d'imager la surface de Titan dans les fenêtres centrées à 0,76 et 0,83 μm (Barnes *et al.*, 2009b; Vixie *et al.*, 2012a). Dans le domaine de l'infrarouge, il est possible d'imager la surface de Titan dans les fenêtres centrées à 0,93, 1,08, 1,27, 1,59, 2,01, 2,7 - 2,8 et 5 μm (Brown *et al.*, 2004; Sotin *et al.*, 2005).

Cependant, la diffusion de la lumière causée par la brume d'aérosols présente dans l'atmosphère de Titan altère fortement les images de surface acquises dans les fenêtres atmosphériques (Fig. 5.12). Cette diffusion atmosphérique est un phénomène additif très présent aux courtes longueurs d'ondes, et qui devient négligeable aux grandes longueurs d'ondes à partir de 3 μm , et particulièrement à 5 μm dans les spectres VIMS-IR (Rodriguez *et al.*, 2006) (Fig. 5.18). En images, cette diffusion se traduit par un effet de flou généralisé dans les mosaïques ainsi que par la présence de frontières ou « coutures » entre les différents cubes VIMS d'une mosaïque acquis dans des géométries différentes.

En plus de la diffusion atmosphérique, les cubes VIMS sont aussi sensibles à la manière avec laquelle la surface réfléchit la lumière, c'est-à-dire sa photométrie. Elle se traduit aussi par la présence de coutures entre les cubes VIMS acquis dans différentes géométries d'observation ainsi que par une augmentation graduelle du I/F des zones observées dans les meilleures conditions vers celles observées dans les moins bonnes conditions. La photométrie de la surface est un terme multiplicatif. Les coutures engendrées par ce facteur disparaîtraient donc lors d'un rapport de bandes non affectées par la diffusion atmosphérique.

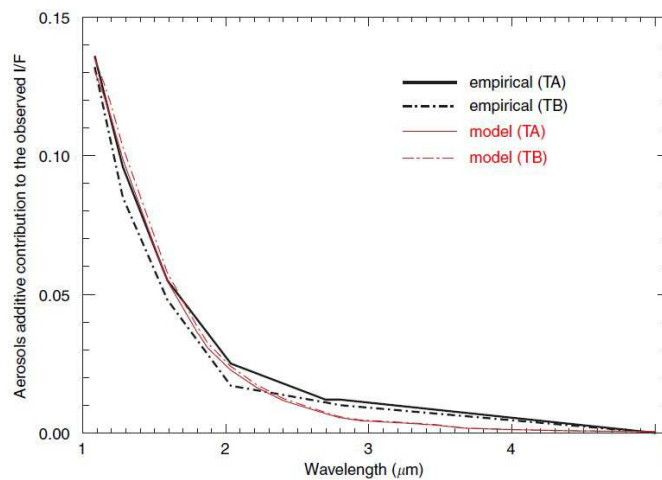


FIGURE 5.18 – Contribution additive au I/F mesuré par VIMS d'une couche d'aérosols de 200 km d'épaisseur dans l'atmosphère de Titan, composée de particules de 0,18 μm de rayon distribuées de façon homogène avec une densité de 100 particules/ cm^{-3} (Rodriguez *et al.*, 2006). Le modèle, en rouge, est un modèle de diffusion simple et est comparé aux estimations empiriques de la diffusion par les aérosols lors des deux premiers survols de Titan (TA et TB), en noir.

Une partie importante de ma thèse a donc consisté à développer une méthode de correction empirique des effets atmosphériques et photométriques dans les images VIMS sur une zone localisée, Ontario Lacus (Cornet *et al.*, 2012a), afin de pouvoir par la suite se rapprocher au maximum des propriétés spectrales de la surface seule et d'en tirer des informations géologiques. Ce travail, cette fois intégré à une étude à l'échelle globale, a donné lieu à une publication en tant que deuxième auteur (Le Mouélic *et al.*, 2012a). Le traitement des données VIMS se décompose en deux parties : (1) évaluer et supprimer la composante atmosphérique additive au signal de surface reçu et (2) estimer et corriger les images des effets photométriques liés à la surface.

5.4.1 Suppression des effets atmosphériques

Une première évaluation des effets de diffusion a été réalisée par Rodriguez *et al.* (2006) dans le cadre de l'étude des données VIMS acquises lors des premières observations de Titan (TA et TB). Ce travail mêle à la fois la modélisation des effets de diffusion dans le cadre d'une hypothèse de diffusion simple mais aussi une première approche empirique basée sur l'estimation de la contribution additive de la diffusion dans des rapports de bandes, directement héritée du traitement des données lunaires (Le Mouélic *et al.*, 1999). Ces deux approches convergent vers des estimations similaires de la diffusion par les aérosols et montrent que bien qu'il soit possible d'imager directement la surface de Titan à 5 μm , où l'influence de la diffusion atmosphérique est négligeable, les 6 autres fenêtres atmosphériques sont elles grandement affectées à la diffusion atmosphériques (Fig. 5.18).

5.4.1.1 Principe de la correction empirique de la diffusion

Notre objectif est de supprimer la diffusion atmosphérique créée par les aérosols dans les images VIMS de la surface. Nous évaluons empiriquement la contribution additive de la diffusion atmosphérique dans un cas de diffusion simple, où il n'y aura pas de termes additifs mêlant à la fois des composantes de surface à des composantes atmosphériques au signal reçu par VIMS. On a donc de manière simplifiée (Le Mouélic *et al.*, 2012a) :

$$\underbrace{\left(\frac{I_{i,e,g,\lambda}}{F_\lambda}\right)_{\text{mes}}}_{RADF_{\text{mes}}} = \underbrace{\left(\frac{I_\lambda}{F_\lambda}\right)_{\text{surf}} f(i, e, g)}_{RADF_{\text{surf}}} e^{-\tau_{\text{atm}}(\lambda) \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}\right)} + \underbrace{\left(\frac{I_{i,e,g,\lambda}}{F_\lambda}\right)_{\text{atm}}}_{RADF_{\text{atm}}}, \quad (5.34)$$

où $(I_{i,e,g,\lambda}/F_\lambda)_{\text{mes}}$ est le facteur de luminance mesuré au capteur, $(I_\lambda/F_\lambda)_{\text{surf}} \times f(i, e, g)$ est le facteur de luminance de la surface, $\tau_{\text{atm}}(\lambda)$ est l'opacité ou l'épaisseur optique de l'atmosphère, $(1/\mu_0 + 1/\mu)$ est l'airmass ou longueur du trajet optique au travers de l'atmosphère, et $(I_{i,e,g,\lambda}/F_\lambda)_{\text{atm}}$ est un facteur de luminance associé aux effets de diffusion et d'absorption atmosphériques du rayonnement n'ayant pas atteint la surface. Les facteurs de luminance de la surface et de l'atmosphère de l'Eq. 5.34 dépendent de la géométrie d'acquisition des données à travers une fonction photométrique $f(i, e, g)$. Cette fonction photométrique est exprimée distinctement pour la surface et est comprise dans le terme générique $(I_{i,e,g,\lambda}/F_\lambda)_{\text{atm}}$ (Eq. 5.34). Les facteurs de luminance et l'opacité de l'atmosphère τ_{atm} dépendent aussi de la longueur d'onde λ . J'omettrai

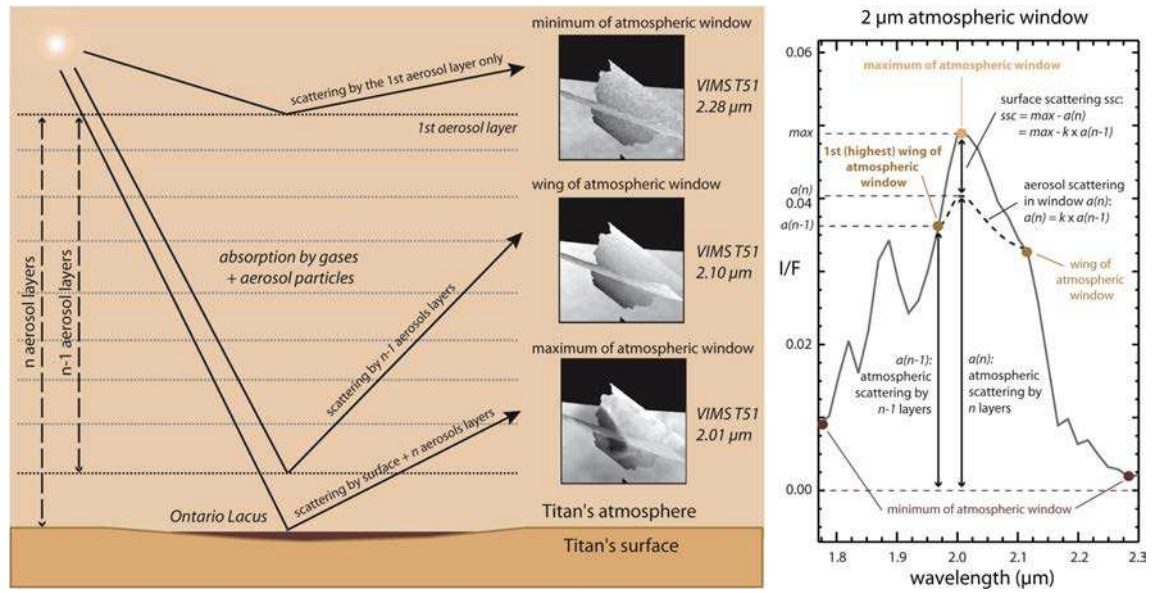


FIGURE 5.19 – Méthode empirique de correction des effets de diffusion par les aérosols de l'atmosphère de Titan (Cornet *et al.*, 2012a).

par la suite la dépendance de ces termes avec les angles et la longueur d'onde, même si celle-ci est bien réelle, afin d'alléger l'expression du facteur de luminance mesuré au capteur.

Nous avons élaboré une méthode empirique de retrait de la diffusion atmosphérique se basant uniquement sur les données VIMS et dont le principe est schématisé sur la Fig. 5.19 (Cornet *et al.*, 2012a). En se positionnant au sein d'une fenêtre atmosphérique, les longueurs d'ondes entre le minimum de la fenêtre et le maximum de la fenêtre sont assimilable à des profondeurs z atteintes par le rayonnement au sein de l'atmosphère. Une image acquise à la longueur d'onde du centre ou maximum d'une fenêtre atmosphérique représente le $(I/F)_{\text{mes}}$ de l'Eq. 5.34, qui intègre à la fois une composante de surface et une composante additive de diffusion atmosphérique. L'ensemble des images acquises dans les ailes de la fenêtre atmosphérique, en partant de la longueur d'onde du minimum de cette fenêtre jusqu'à celle de la dernière image où l'on ne peut pas distinguer la surface, appelée « première aile » de la fenêtre atmosphérique (Fig. 5.19), représente l'intégrale du coefficient de rétrodiffusion des aérosols entre les profondeurs minimale ($z = 0$, minimum de la fenêtre) et maximale ($z = z(n - 1)$, première aile de la fenêtre) sondées dans l'atmosphère de Titan (Eq. 5.34). À chaque longueur d'onde λ correspond donc un facteur de luminance associé à la rétrodiffusion des aérosols $(I/F)_{\text{atm}}$, lui-même associé à une « couche » d'aérosols se situant à une profondeur z . Ainsi, l'image de la première aile de la fenêtre atmosphérique représente la rétrodiffusion engendrée par $n - 1$ couches d'aérosols, soit la quasi totalité de la rétrodiffusion par les n couches d'aérosols successives de l'atmosphère.

La suppression de la diffusion atmosphérique est effectuée par la soustraction de la composante additive, évaluée à partir de l'image acquise à la longueur d'onde de la première aile de la fenêtre atmosphérique considérée ($n - 1$ couches d'aérosols). Nous amplifions la valeur de la composante atmosphérique additive retranchée en la multipliant par un facteur k afin de s'approcher de la

valeur de la diffusion du rayonnement par la totalité de l'atmosphère (n couches d'aérosols). L'Eq. 5.34 se modifie donc de la façon suivante pour une fenêtre atmosphérique donnée :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} f(i, e, g) e^{-\tau_{\text{atm}}\left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}\right)} + k \times \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{atm, à } z = z(n-1)}. \quad (5.35)$$

Afin de simplifier la correction empirique, nous négligeons les effets d'absorption atmosphérique :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} f(i, e, g) + k \times \left(\frac{I}{F}\right)_{1^{\text{ère}} \text{ aile}}. \quad (5.36)$$

5.4.1.2 Application à un survol d'une zone locale : Ontario Lacus

Sur les données acquises lors d'un survol d'une zone locale, comme par exemple celles acquises lors des survols d'Ontario Lacus de 2007 (T38) et 2009 (T51) (Fig. 5.20) utilisées dans [Cornet et al. \(2012a\)](#), les images de la surface ne possèdent pas un $(I/F)_{\text{surf}}$ uniforme. La diffusion atmosphérique est très présente dans ces images et se traduit de la façon la plus évidente par un effet de flou généralisé masquant Ontario Lacus aux courtes longueurs d'ondes, notamment à 1,08 et 1,27 μm (Fig. 5.21). On distingue plusieurs sources de variations en $(I/F)_{\text{mes}}$ dans une mosaïque d'images enregistrées par VIMS sur une zone locale :

- Les variations en $(I/F)_{\text{mes}}$ créées par l'objet géologique imagé (zones sombres/claires). Elles résultent en une augmentation de la variance dans l'image due au $(I/F)_{\text{surf}}$ non constant.
- Les variations en $(I/F)_{\text{mes}}$ créées par les artefacts issus de la diffusion atmosphérique : les coutures. Elles résultent aussi en une augmentation de la variance de l'image de surface non corrigée dans des petites zones à $(I/F)_{\text{surf}}$ évalué comme relativement constant à 5 μm , mais présentant des coutures.
- Les variations en $(I/F)_{\text{mes}}$ causées par la photométrie de la surface. Elles résultent en la présence de coutures dans l'image de surface, ce qui en augmente sa variance. Ce point sera abordé dans la Section 5.4.2.2.

Une première approche, développée dans [Cornet et al. \(2012a\)](#), consiste donc à trouver la valeur du facteur k minimisant la variance de l'image corrigée de la diffusion (correspondant à $(I/F)_{\text{surf}} \times f(i, e, g)$) par la soustraction des effets de diffusion atmosphériques (correspondant à $k \times$ image de la première aile). Afin d'obtenir une estimation du facteur k nécessaire pour la correction atmosphérique, j'ai utilisé à la fois un calcul du facteur k sur l'image entière, mais aussi sur des petites zones à $(I/F)_{\text{surf}}$ *a priori* uniforme à 5 μm mais marquées par la présence d'une couture. Ces deux calculs donnent accès à un ordre de grandeur du facteur k . La valeur déterminée la mieux adaptée au jeu de données est alors utilisée. Cette estimation est ensuite raffinée manuellement en cas de surestimation du facteur k , entraînant la présence de valeurs de $(I/F)_{\text{surf}}$ négatives dans l'image corrigée, ou en cas de sous-estimation de ce même facteur, entraînant la présence de coutures résiduelles dans l'image corrigée (pouvant disparaître par augmentation de k).

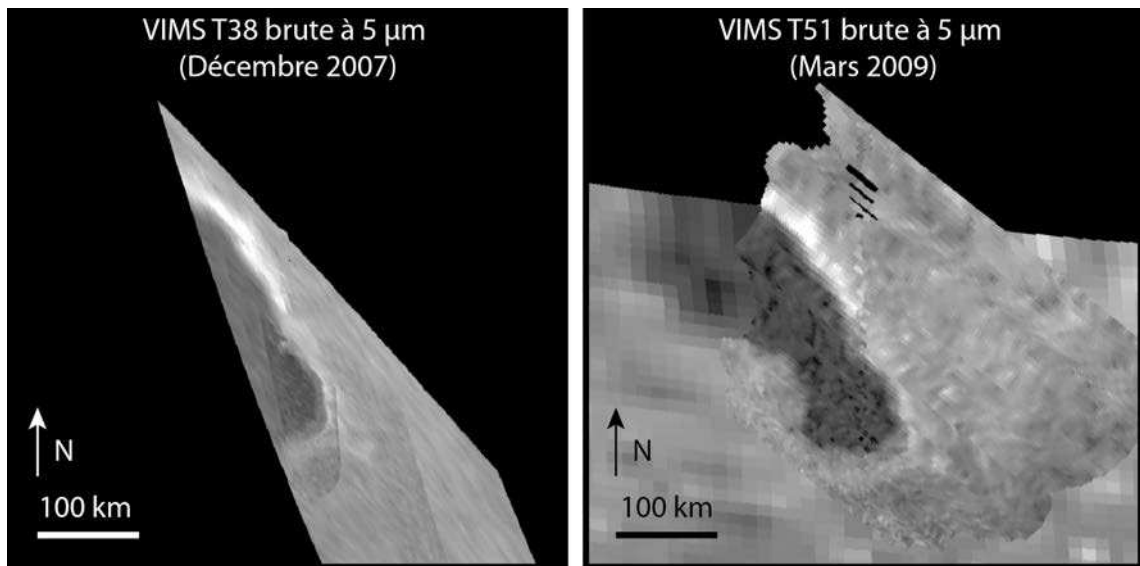


FIGURE 5.20 – Mosaïques VIMS T38 (Décembre 2007) et T51 (Mars 2009) d’Ontario Lacus brutes à 5 μm .

Les mosaïques des données VIMS T38 et T51 acquises sur Ontario Lacus, corrigées des effets de diffusion atmosphérique, sont présentées sur la Fig. 5.21. Les mosaïques VIMS d’Ontario Lacus réalisées à partir des données du survol T38 présentent une part de diffusion atmosphérique trop importante dans les fenêtres atmosphériques centrées à des longueurs d’ondes inférieures à 2 μm pour pouvoir obtenir des informations de surface à ces longueurs d’ondes. Elles ne sont donc pas représentées sur la Fig. 5.21, au même titre que l’image de surface acquise dans la fenêtre atmosphérique à 2,78 μm , contenant un signal de surface relativement faible.

5.4.1.3 Application sur une mosaïque globale

Nous nous sommes aussi intéressés à la correction de la diffusion atmosphérique sur des mosaïques globales de la surface. Nous avons donc créé une mosaïque globale des données acquises par VIMS lors des 72 premiers survols de Titan (> 20000 cubes), regroupant ainsi des cubes hyperspectraux acquis dans des géométries et avec des résolutions spatiales très variées. Il en résulte la présence d’un grand nombre de coutures entre les cubes VIMS.

Les cubes sont d’abord triés par ordre de résolution croissante et répondent à des critères de sélection spécifiques. Ces critères incluent notamment des filtres sur les angles d’acquisition des données (incidence et émission < 80°, phase < 100°) de façon à éviter les observations de Titan sous des angles trop extrêmes, produisant d’importants artefacts atmosphériques, et sur le temps de pose (40 < t < 260 ms), afin d’éviter d’inclure des cubes VIMS trop bruités (temps de pose trop court) ou présentant des effets de saturation (temps de pose trop long). La mosaïque VIMS globale de la surface de Titan à 5 μm résultant de ces traitements est représentée sur la Fig. 5.22.

Pour corriger les mosaïques globales de la diffusion atmosphérique, nous nous fixons dans une zone à $(I/F)_{\text{mes}}$ relativement uniforme, donc à $(I/F)_{\text{surf}}$ supposé constant. Cette zone test se situe

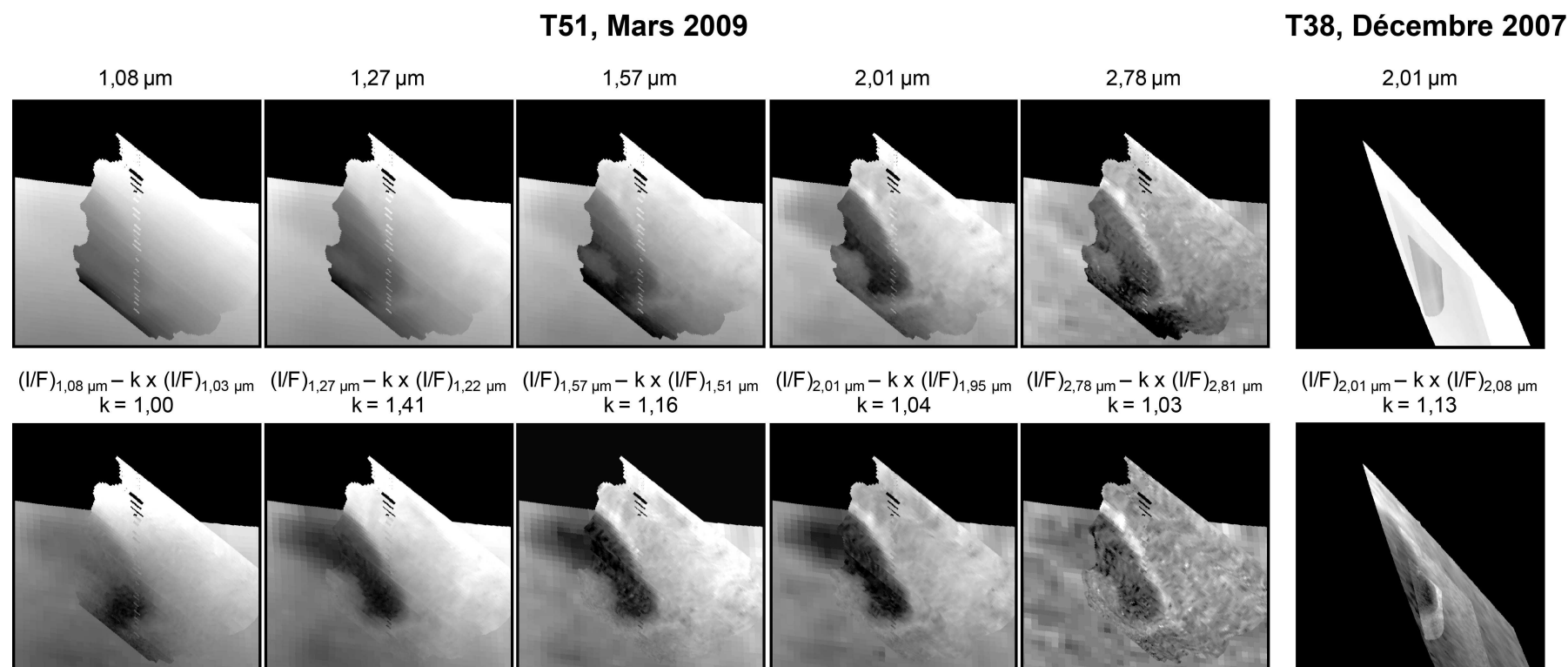


FIGURE 5.21 – Mosaïques VIMS acquises au-dessus d'Ontario Lacus (72°S , 180°E) lors des survols T38 (Décembre 2007) et T51 (Mars 2009) brutes puis corrigées de la diffusion atmosphérique.

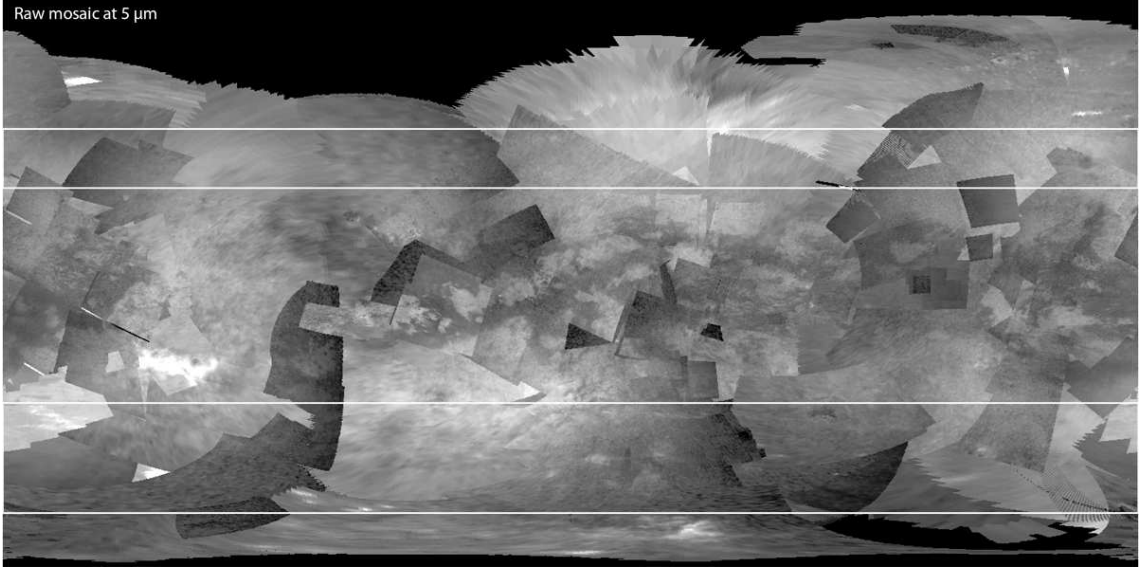


FIGURE 5.22 – Mosaïque VIMS brute globale de la surface de Titan à $5 \mu\text{m}$ des 72 premiers survols de Titan. Les rectangles blancs correspondent aux zones tests à $(I/F)_{\text{surf}}$ considéré comme constant.

typiquement au niveau des moyennes latitudes Nord et Sud (rectangles blancs sur la Fig. 5.22), où les terrains imagés sont en quasi totalité des terrains brillants. Dans ces zones, la variance de la mosaïque est donc globalement contrôlée par les coutures liées à la diffusion atmosphérique et à la photométrie de la surface. L'abondance des coutures dans des zones spatialement étendues, à $(I/F)_{\text{surf}}$ *a priori* constant et imagées dans des géométries d'acquisition très variées, permet de mieux contraindre notre correction atmosphérique par rapport au cas d'observations locales (Section 5.4.1.2) qui, par définition, visent à caractériser la géologie de zones précises hétérogènes.

L'approche développée dans [Le Mouélic et al. \(2012a\)](#) pour évaluer le facteur k diffère légèrement de celle initialement développée dans [Cornet et al. \(2012a\)](#) :

- Le calcul du facteur k implique une estimation de la fonction photométrique de la surface (Section 5.4.2.1).
- La contribution atmosphérique $(I/F)_{\text{atm}}$ est cette fois évaluée en créant une image moyenne de la diffusion atmosphérique (moyenne des ailes à gauche et à droite du maximum d'une fenêtre atmosphérique donnée).

On a donc :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} f(i, e, g) + k \times \left[\frac{\left(\frac{I}{F}\right)_{1^{\text{ère}} \text{ aile}} + \left(\frac{I}{F}\right)_{2^{\text{ème}} \text{ aile}}}{2} \right]. \quad (5.37)$$

L'approche exposée dans [Le Mouélic et al. \(2012a\)](#) consiste donc à calculer ce facteur k en minimisant la dispersion des points autour d'une droite de corrélation reliant le $(I/F)_{\text{mes}} - k \times (I/F)_{\text{atm}}$, $z = z(n-1)$ à une fonction photométrique de la surface déterminée à $5 \mu\text{m}$ dans la zone à $(I/F)_{\text{surf}}$ constant (Section 5.4.2.1). La recherche de la meilleure corrélation entre les données

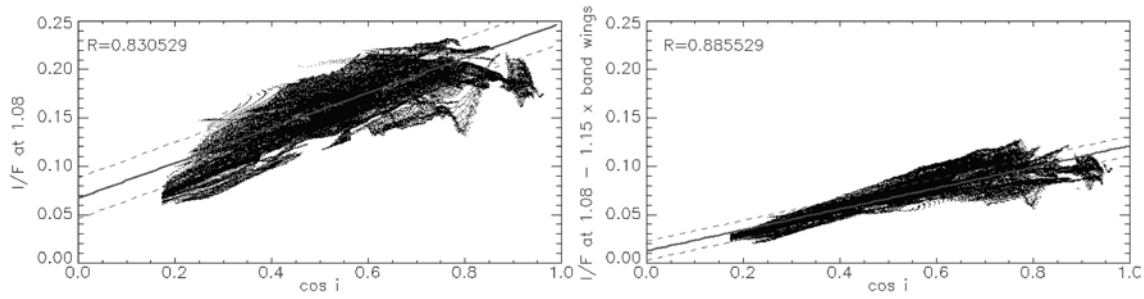


FIGURE 5.23 – Corrélation entre l'image de surface à $1,08 \mu\text{m}$ et un facteur photométrique de surface évalué à $5 \mu\text{m}$ (ici égal à μ_0). À gauche : corrélation entre l'image brute et μ_0 ; à droite : corrélation entre l'image corrigée de la diffusion en utilisant une moyenne des ailes de la fenêtre atmosphérique à $1,08 \mu\text{m}$ multipliée par un facteur $k = 1,15$ et μ_0 . Droite grise : droite de corrélation de coefficient de corrélation R . Droite en pointillés : incertitude ($\pm 1\sigma$) sur les valeurs de $(I/F)_{\text{surf}}$. Image : [Le Mouélic et al. \(2012a\)](#), modifiée.

corrigées de la diffusion en utilisant un facteur k et une fonction photométrique de surface est illustrée sur la Fig. 5.23 en prenant l'exemple de la fenêtre atmosphérique à $1,08 \mu\text{m}$. Puisque la correction de la diffusion atmosphérique est intimement liée à la fonction photométrique de la surface (estimée à $5 \mu\text{m}$ sur une zone à $(I/F)_{\text{surf}}$ uniforme de l'hémisphère Nord, Section 5.4.2.1), les mosaïques VIMS globales présentées sur la Fig. 5.24 sont corrigées de la diffusion atmosphérique ($\lambda < 5 \mu\text{m}$) et de la photométrie de la surface estimée à $5 \mu\text{m}$ ([Le Mouélic et al., 2012a](#)).

5.4.2 Correction de la photométrie de la surface

La correction de la photométrie de la surface est une étape nécessaire pour produire des cartes homogènes, sans coutures, reflétant les variations de composition seules de la surface. Une première approche pour tenter de déterminer des valeurs de réflectance des terrains de Titan a été développée par [Buratti et al. \(2006\)](#) à partir des données VIMS des trois premiers survols de Titan. Cette approche se concentre sur les fenêtres atmosphériques à $2 \mu\text{m}$ et à $2,73 \mu\text{m}$, où l'opacité de l'atmosphère liée aux aérosols est faible ([Griffith et al., 2003](#)). [Buratti et al. \(2006\)](#) estiment la valeur de la réflectance de la surface en utilisant une loi de type Lommel-Seeliger contenant une fonction de phase de type Henyey-Greenstein à un paramètre. Cependant, (1) [Buratti et al. \(2006\)](#) ne prennent pas en compte la diffusion par les aérosols présents dans l'atmosphère à $2 \mu\text{m}$ et à $2,7 \mu\text{m}$, (2) la fonction photométrique de la surface de Titan ainsi déterminée ne permet pas de corriger correctement une mosaïque globale de données acquises lors de survols distincts de Titan (Fig. 5.25).

Afin d'estimer la fonction photométrique de la surface de Titan, nous avons utilisé la fenêtre atmosphérique située à $5 \mu\text{m}$, car elle peut être considérée comme libre des effets de diffusion atmosphérique (Fig. 5.18). Afin de simplifier le traitement des images de surface, nous avons choisi dans un premier temps de négliger la composante d'absorption atmosphérique ($\tau_{\text{atm}} = 0$).

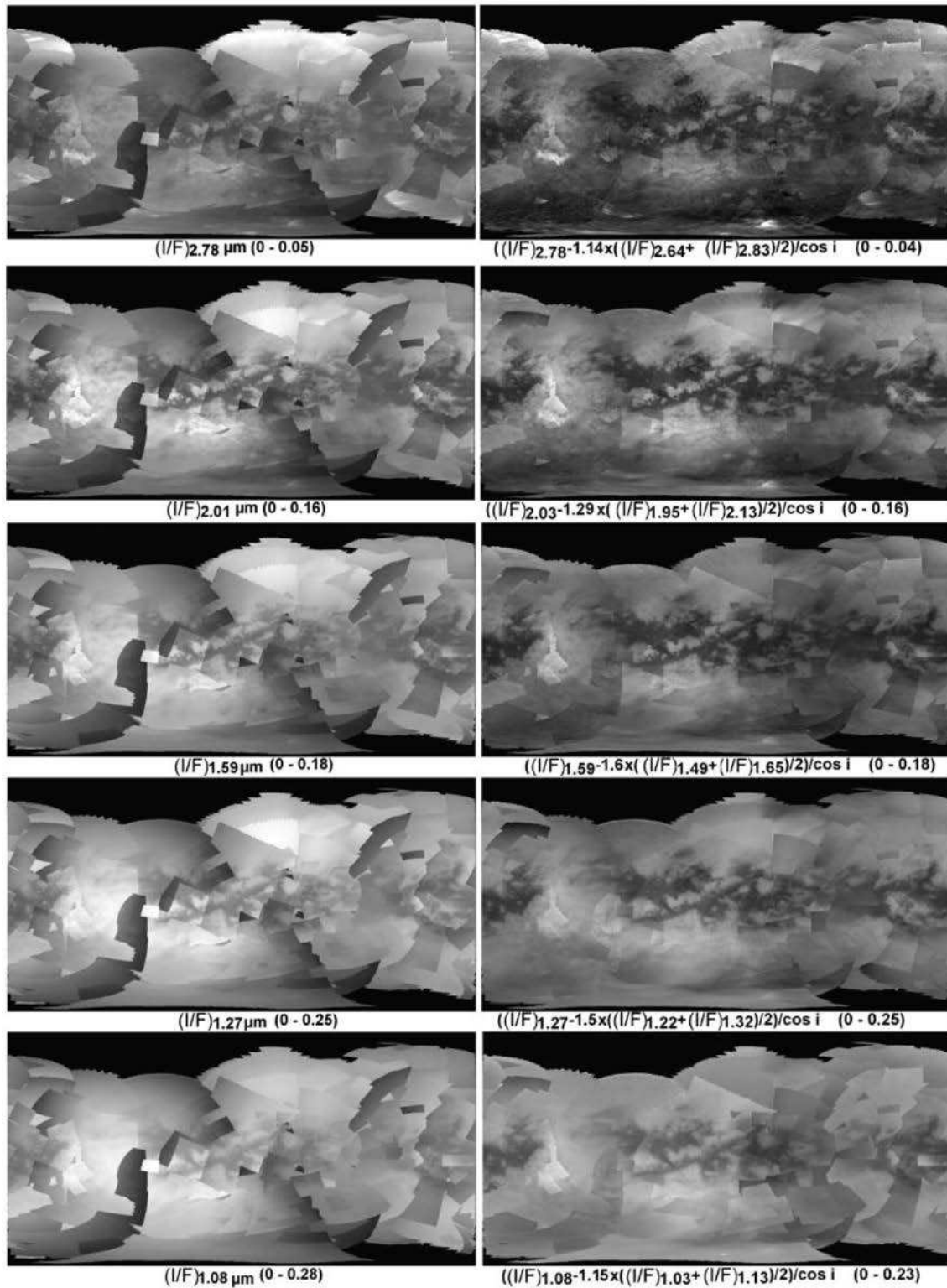


FIGURE 5.24 – Mosaïque VIMS globale de Titan aux longueurs d’ondes inférieures à $5 \mu m$. À gauche : images brutes. À droite : images corrigées de la diffusion atmosphérique et de la photométrie de la surface. Image : [Le Mouélic et al. \(2012a\)](#), modifiée.

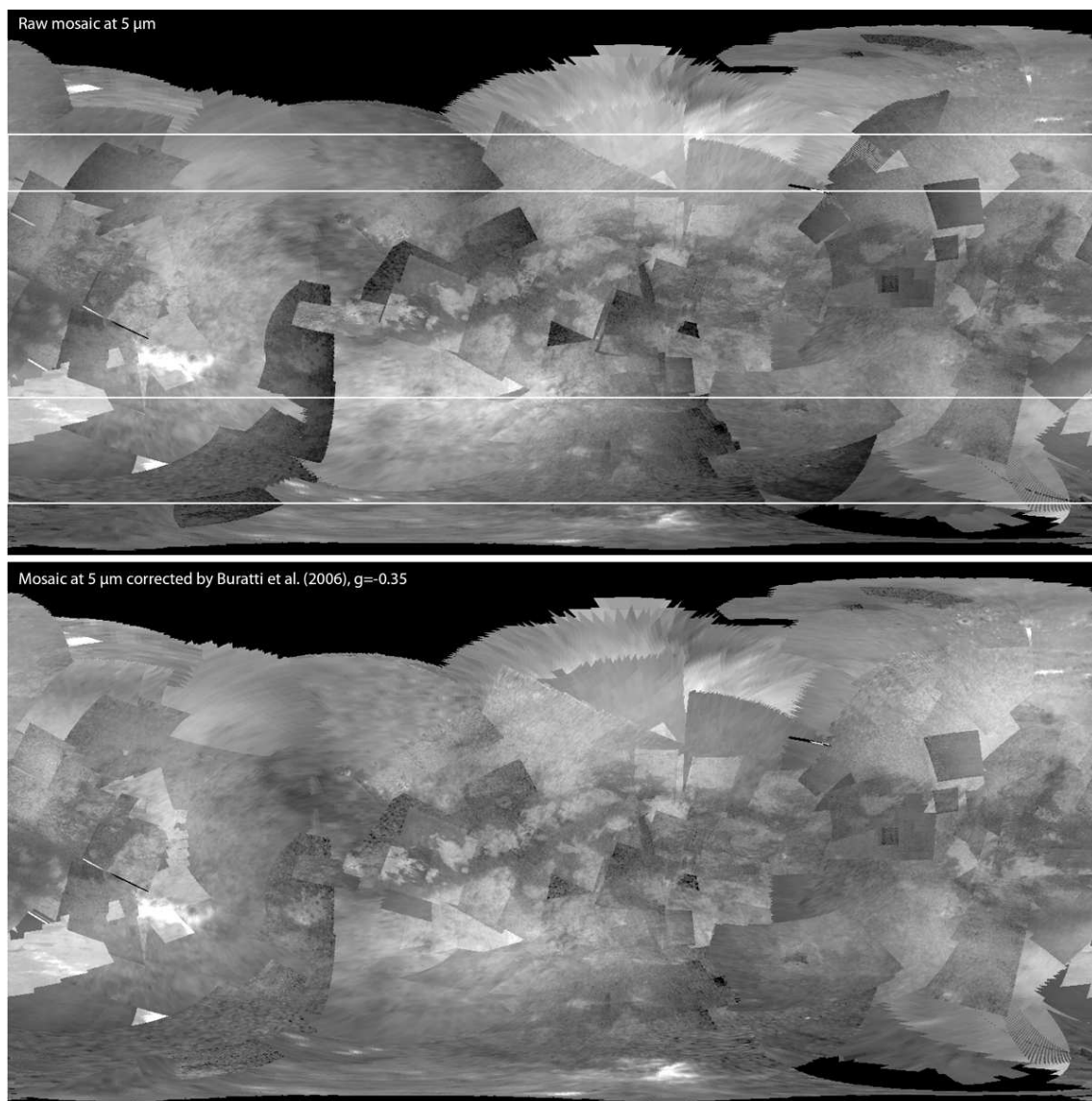


FIGURE 5.25 – Correction de la mosaïque globale à 5 μm par la fonction photométrique de [Buratti et al. \(2006\)](#). Les rectangles blancs sur la mosaïque brute représentent la localisation des zones à $(I/F)_{\text{surf}}$ supposé constant dans la suite de l'étude.

Le I/F ainsi enregistré par l'instrument se résume à la fonction suivante :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} f(i, e, g). \quad (5.38)$$

Le $(I/F)_{\text{mes}}$ se retrouve donc corrélé linéairement au facteur de luminance de la surface $(I/F)_{\text{surf}}$ et à la fonction photométrique de surface $f(i, e, g)$. Sur cette base avons développé une approche globale pour l'estimation des paramètres clés contrôlant la photométrie de la surface, à travers l'étude d'une mosaïque globale des 72 premiers survols de Titan, exposée dans [Le Mouélic et al. \(2012a\)](#), ainsi qu'une approche plus locale, concernant les observations de la surface lors de

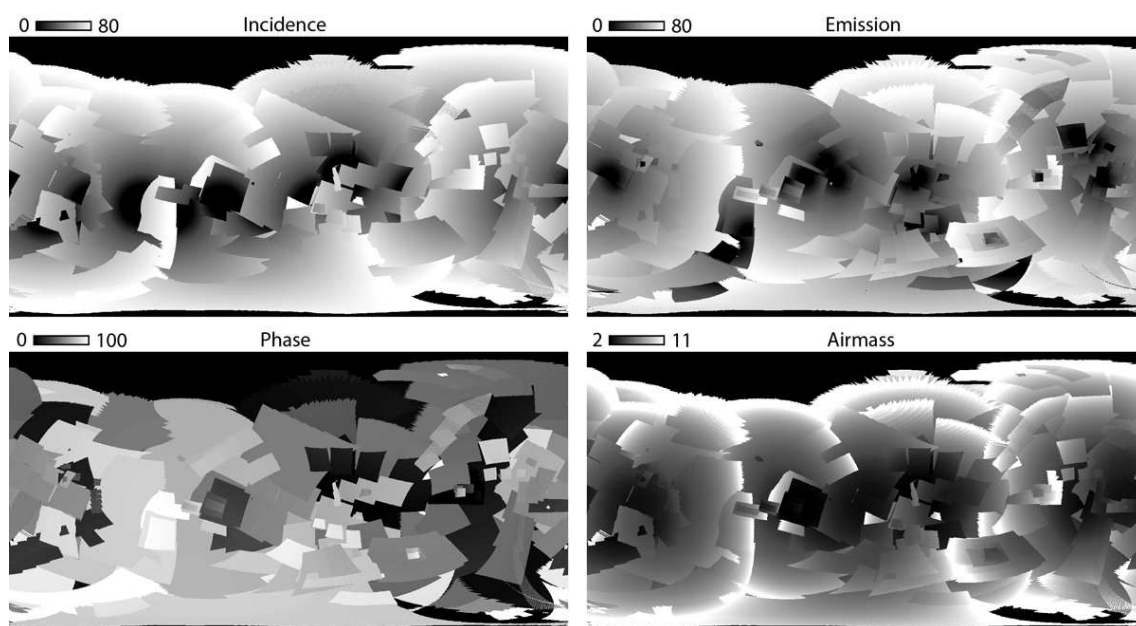


FIGURE 5.26 – Géométrie d'acquisition de la mosaïque globale VIMS.

survolis individuels de zones d'intérêts, que j'ai appliqué à Ontario Lacus (Cornet *et al.*, 2012a).

5.4.2.1 Approche globale de la photométrie à $5 \mu\text{m}$

Comme décrit dans la Section 3.3.1.1, la diversité spectrale apparente des terrains sur Titan est faible à la résolution de la caméra hyperspectrale VIMS. Le maximum d'hétérogénéité spectrale est rencontré dans les terrains équatoriaux (compris entre 30°N et 30°S), où des terrains brillants et des terrains sombres co-existent. En se plaçant dans une zone à $(I/F)_{\text{surf}}$ quasi-uniforme, comme les ceintures de terrains brillants comprises dans les rectangles blancs sur la Fig. 5.25, le $(I/F)_{\text{surf}}$ devient une constante et les variations de $(I/F)_{\text{mes}}$ sont donc uniquement corrélées à la photométrie de la surface $f(i, e, g)$. Nous avons donc cherché le facteur géométrique qui maximise la corrélation (coefficient R^2) entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ dans ces zones et différentes lois de Lambert et de Lommel-Seeliger, couramment utilisées en planétologie. Si le R^2 est élevé, les variations liées à la géométrie d'acquisition des données (coutures) dans la mosaïque à $5 \mu\text{m}$ doivent disparaître en divisant l'image par le facteur géométrique considéré. Cette normalisation de la géométrie d'acquisition diminue ainsi significativement l'écart-type dans l'image corrigée par rapport à celui de l'image brute.

Nous considérons deux zones à $(I/F)_{\text{surf}}$ *a priori* quasi-constant, représentées par le cadre blanc sur la Fig. 5.25. Le Tableau 5.4 présente l'écart-type relatif σ_r (rapport entre l'écart-type et la moyenne d'une image) dans chaque image ainsi que le coefficient de corrélation R^2 entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ à $5 \mu\text{m}$ et le facteur photométrique choisi. On constate que le coefficient de corrélation le plus élevé, à la fois pour la zone de l'hémisphère Nord mais aussi pour celle de l'hémisphère Sud, est celui lié à l'utilisation de la loi de Lambert. L'utilisation de la loi de Lommel-Seeliger, avec ou sans fonction de phase, ne permet pas de trouver de meilleures corrélations avec le $(I/F)_{\text{mes}}$

TABLE 5.4 – Coefficients de corrélation linéaire entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et les fonctions photométriques de Lambert (μ_0) et de Lommel-Seeliger ($P(g) \times \mu_0/(\mu_0 + \mu)$). Les zones d'études au Nord et au Sud, à $(I/F)_{\text{surf}}$ supposé constant, sont celles présentées dans la Fig. 5.25.

Fonction photométrique de base	Fonction de phase $P(g)$	σ_r	Coefficient de corrélation R^2
<i>Zone test dans l'hémisphère Nord</i>			
Sans	Sans	0,341	
Lambert	Sans	0,203	0,839
Lommel-Seeliger	Sans	0,243	0,701
Lommel-Seeliger	Rayleigh	0,230	0,781
Lommel-Seeliger	Hapke (1963)	0,228	0,784
Lommel-Seeliger	Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	0,276	0,626
<i>Zone test dans l'hémisphère Sud</i>			
Sans	Sans	0,530	
Lambert	Sans	0,275	0,888
Lommel-Seeliger	Sans	0,395	0,664
Lommel-Seeliger	Rayleigh	0,387	0,631
Lommel-Seeliger	Hapke (1963)	0,384	0,634
Lommel-Seeliger	Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	0,438	0,591

à 5 μm . De plus, l'écart-type relatif dans les images corrigées par la loi de Lommel-Seeliger est toujours supérieur à celui dans une image corrigée par la loi de Lambert. Nous en avons donc conclu que la surface de Titan possède un comportement lambertien au premier ordre, et que la normalisation de la géométrie d'acquisition des données peut se faire par la simple division par μ_0 (Le Mouélic *et al.*, 2012a).

La Fig. 5.27 représente les graphiques de dispersion des valeurs de $(I/F)_{\text{mes}}$ en fonction des lois de Lambert et de Lommel-Seeliger dans la zone test de l'hémisphère Nord, mentionnées dans le Tableau 5.4. On note que certaines valeurs $(I/F)_{\text{mes}}$ sortent des tendances générales des nuages de points (particulièrement visibles dans les graphiques pour des fortes valeurs de la loi de Lommel-Seeliger avec ou sans fonction de phase, représentées par les rectangles noirs). Ces points sont associés à une zone précise de la portion de mosaïque représentée sur la Fig. 5.27. J'ai donc recalculé les coefficients de corrélation entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et les fonctions photométriques sans tenir compte de cette zone dans l'éventualité où celle-ci serait affectée par un artefact de calibration des données. Le coefficient de corrélation recalculé reste toujours supérieur en utilisant la loi de Lambert par rapport à celui déterminé en utilisant la loi Lommel-Seeliger. La mosaïque globale de Titan à 5 μm brute puis corrigée par μ_0 est présentée dans la Fig. 5.28.

5.4.2.2 Approche locale de la photométrie à 5 μm

L'étude précédente a été réalisée à l'échelle globale. Étant intéressé par les lacs des régions polaires, j'ai conduit une étude détaillée à l'échelle locale sur Ontario Lacus afin d'améliorer la qualité des mosaïques à 5 μm . L'approche locale repose sur les mêmes bases que celles décrites précédemment : des cubes acquis dans des conditions d'observation différentes sont marqués par des frontières nettes (coutures) les séparant.

En utilisant des données acquises au sein d'un survol sur une zone précise (exemple du survol

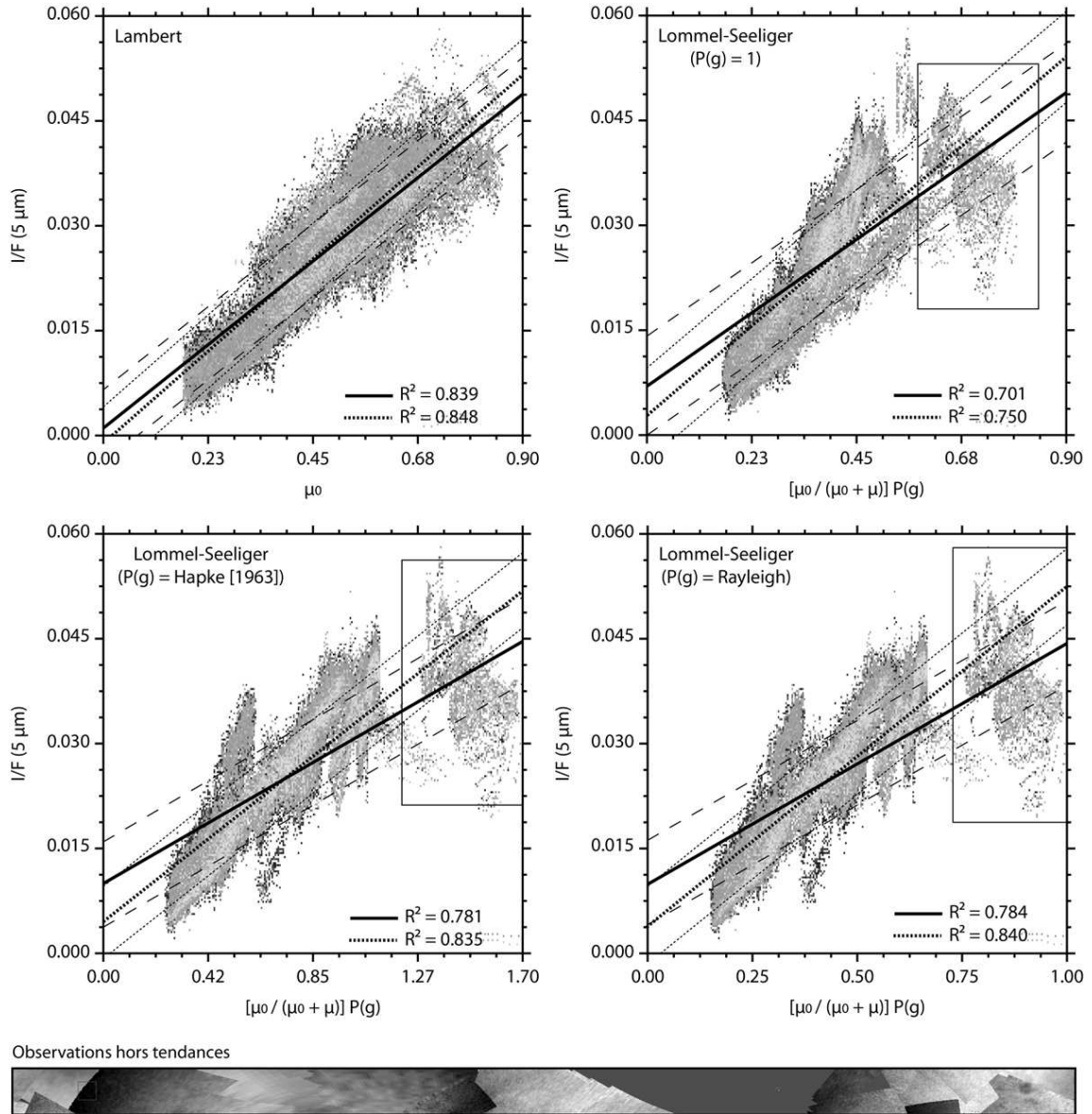


FIGURE 5.27 – Graphiques de dispersion et corrélations entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ à $5 \mu\text{m}$ et la loi de Lambert et de Lommel-Seeliger pour la portion de mosaïque test dans l’hémisphère Nord. Les droites en gras représentent les meilleures corrélations obtenues entre une loi photométrique donnée et les valeurs de $(I/F)_{\text{mes}}$. Les droites en tiretés fins représentent l’erreur verticale ($\pm 1\sigma$) sur la position de ces droites de corrélations. Les droites en pointillés gras représentent les meilleures corrélations obtenues sans tenir compte des zones hors tendances du $(I/F)_{\text{mes}}$, représentées par les rectangles noirs dans les graphiques et par la zone en gris foncé dans l’extrait de mosaïque ayant servi de base de calcul. Les droites en pointillés fins représentent l’erreurs verticale ($\pm 1\sigma$) sur la position de ces dernières droites de corrélations.

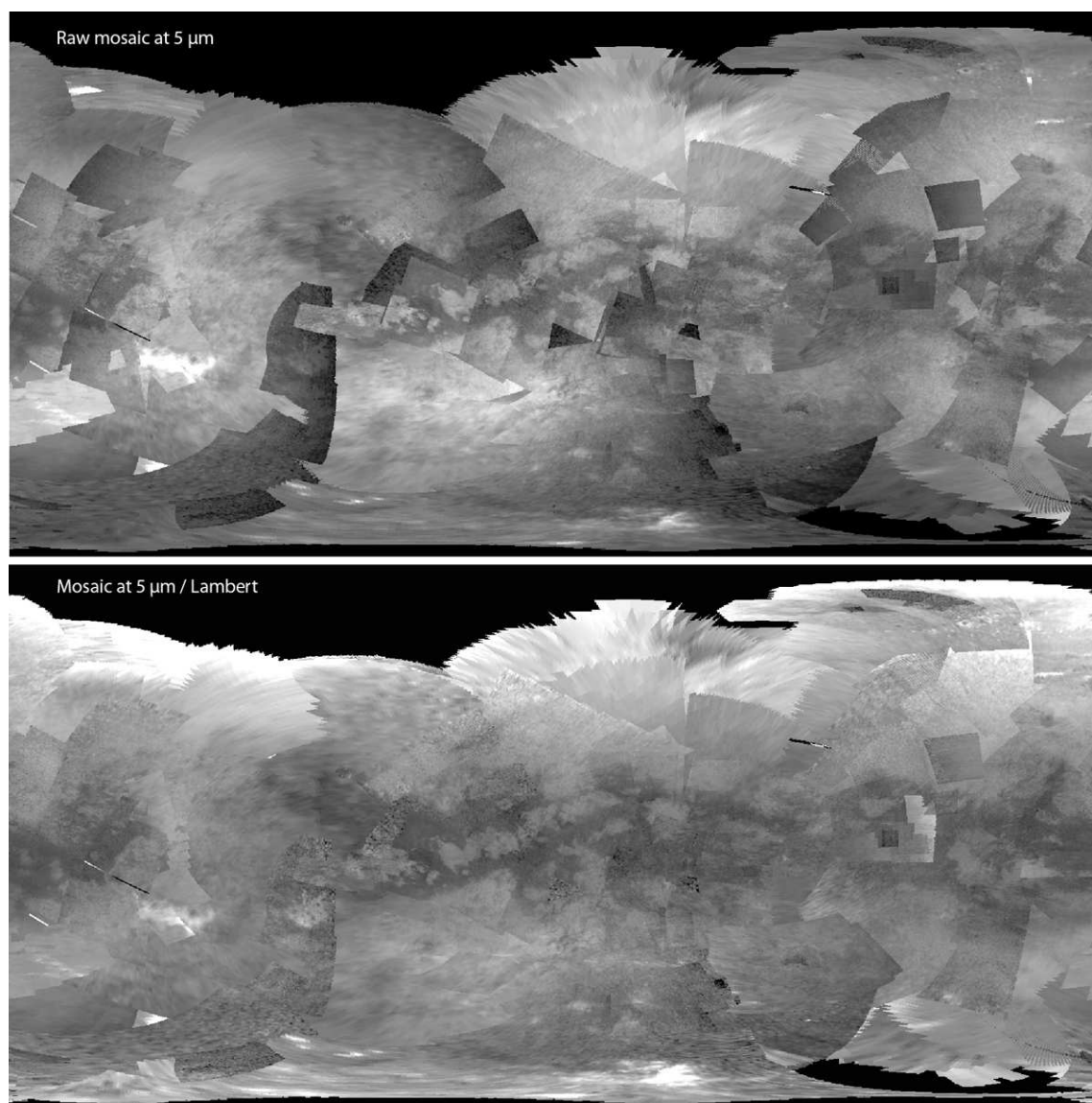


FIGURE 5.28 – Mosaïque brute globale de la surface de Titan à $5 \mu\text{m}$ et correction par la loi de Lambert.

T38 d'Ontario Lacus), l'angle d'incidence ne varie que très peu et n'engendre pas la création de coutures entre les cubes (Fig. 5.29). Il ne consiste donc qu'en un fond continu entraînant une augmentation ou une diminution progressive du $(I/F)_{\text{mes}}$ de la scène. En revanche, l'angle d'émission varie beaucoup et engendre la présence de coutures dans les mosaïques. L'angle de phase varie peu (seulement de quelques degrés) mais peut engendrer la présence de coutures. La loi photométrique de base que j'ai utilisé pour corriger les données est la loi de Lommel-Seeliger, faisant donc intervenir μ en plus de μ_0 , et dans laquelle peut-être incluse une fonction de phase $P(g)$, corrigeant théoriquement les derniers artefacts d'observation de la surface. On a :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g). \quad (5.39)$$

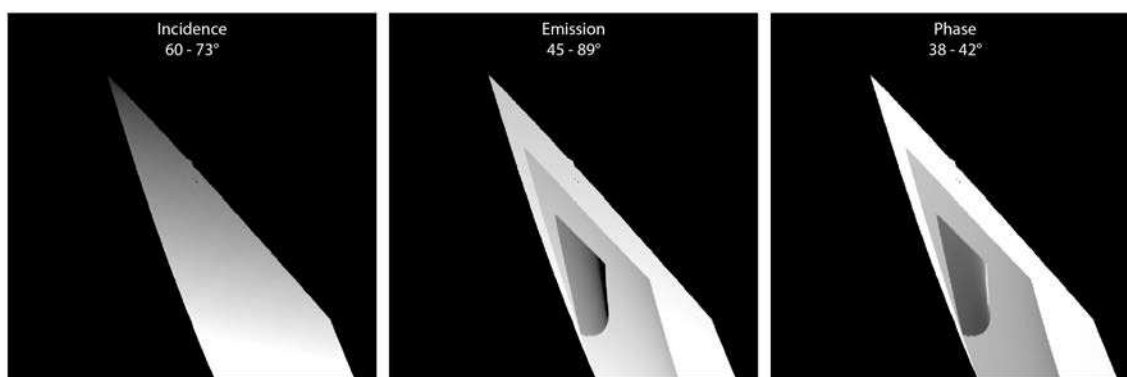


FIGURE 5.29 – Angles d’acquisition des données lors du survol T38 d’Ontario Lacus sur Titan.

En utilisant cette équation, on normalise donc les variations liées à la photométrie dans les images VIMS à $5\ \mu\text{m}$. Une première correction peut-être effectuée en utilisant une fonction de phase isotrope ($P(g) = 1$). L’inclusion d’une fonction de phase anisotrope peut ensuite permettre d’atténuer les coutures résiduelles séparant les divers cubes d’une même mosaïque à $5\ \mu\text{m}$.

Les zones imagées au sein d’un survol donné étant très locales, nous n’avons que peu de contraintes concernant l’influence de la fonction de phase dans les mosaïques composées seulement de quelques cubes VIMS. De plus, la phase ne varie que très peu au sein d’un survol et son influence serait plutôt de second ordre par rapport à l’émission. Il est donc difficile d’établir un critère objectif de sélection d’une fonction de phase ou d’une autre, autrement que par un critère visuel.

Par ailleurs, en s’appuyant sur notre étude globale exposée dans la Section 5.4.2.1 (Tableau 5.4), on peut tout de même noter que les meilleures combinaisons entre la maximisation du R^2 entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et la loi de Lommel-Seeliger, et la minimisation du σ_r dans la zone Sud à $(I/F)_{\text{surf}}$ quasi uniforme de la mosaïque globale sont obtenues par l’utilisation d’une fonction de phase de type Hapke (1963) ou Rayleigh. J’ai donc choisi d’utiliser la loi de Lommel-Seeliger avec la fonction de phase de Hapke (1963) dans Cornet *et al.* (2012a) pour normaliser la géométrie d’acquisition des données acquises sur Ontario Lacus lors des survols T38 (Décembre 2007) et T51 (Mars 2009). Le résultat en images de la correction photométrique à $5\ \mu\text{m}$ sur la mosaïque T38 est représenté sur la Fig. 5.30.

5.4.3 Correction atmosphérique et photométrique finale des données VIMS

En combinant à la fois une correction de la diffusion atmosphérique engendrée par les aérosols, spécifique à chaque fenêtre atmosphérique dont la longueur d’onde centrale est inférieure à $5\ \mu\text{m}$, puis une correction de la photométrie de la surface par une loi estimée à partir de la fenêtre atmosphérique à $5\ \mu\text{m}$, nous obtenons les données exploitables pour les interprétations géologiques de la surface de Titan dans l’infrarouge. La Fig. 5.31 présente les données acquises lors des survols T38 et T51 d’Ontario Lacus utilisées dans Cornet *et al.* (2012a). On constate que ces corrections mettent en évidence la présence d’une zone apparaissant en marron et entourant toute la partie Sud

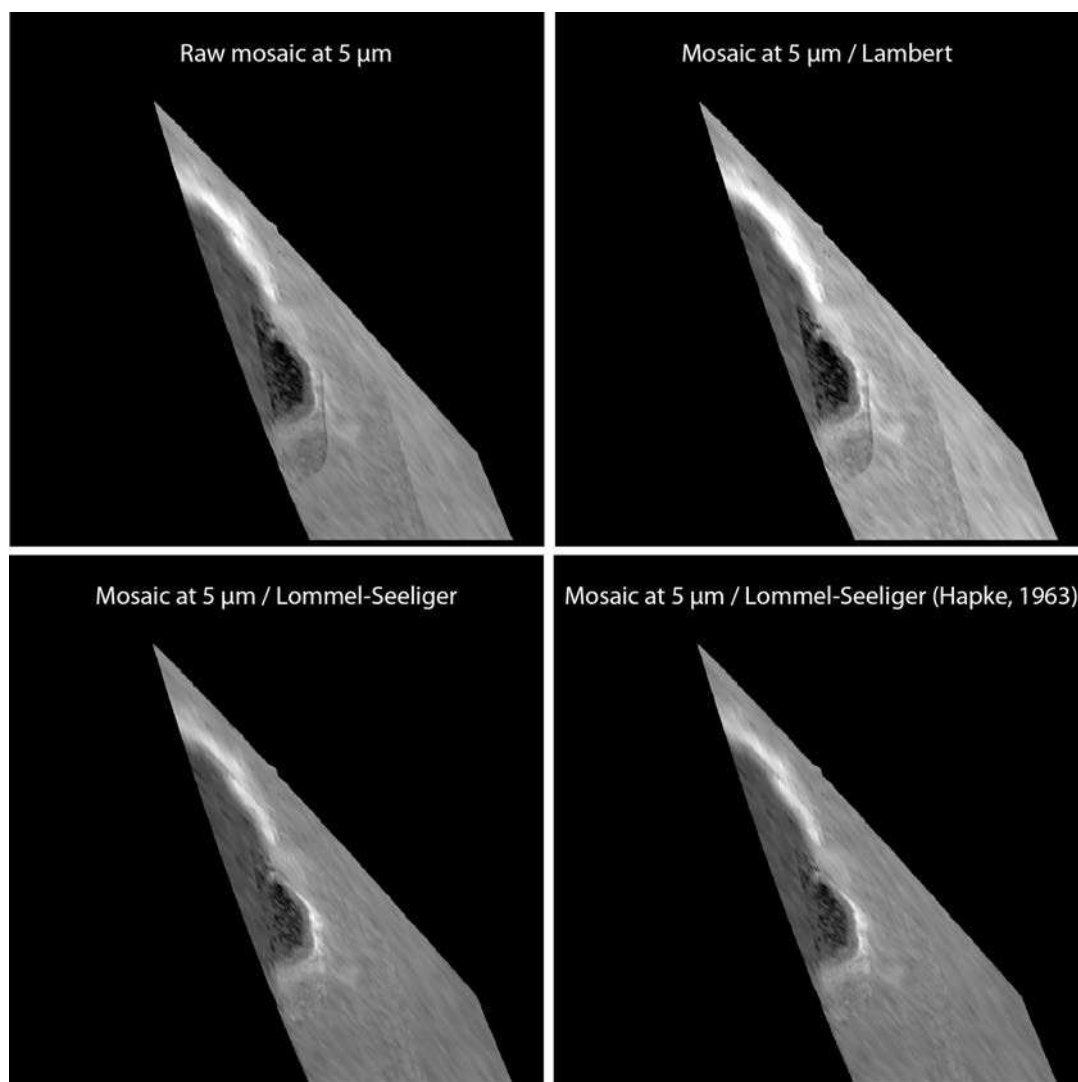


FIGURE 5.30 – Mosaïque de l’observation T38 d’Ontario Lacus sur Titan à $5\ \mu\text{m}$ brute puis corrigée de la photométrie par la loi de Lambert, de Lommel-Seeliger ($P(g) = 1$) ou de Lommel-Seeliger incluant la fonction de phase de [Hapke \(1963\)](#). La meilleure correction est obtenue visuellement par l’utilisation de la loi de Lommel-Seeliger avec une fonction de phase de type [Hapke \(1963\)](#) ou Rayleigh, bien que les images de surface ne soient *a priori* que peu influencées par les effets de phase dans ce survol.

d’Ontario Lacus dans le composite en fausses couleurs de la Fig. 5.31b qui n’était initialement que peu visible à $5\ \mu\text{m}$ (partie Ouest). La Fig. 5.32 présente un composite en fausses couleurs de la mosaïque globale des données VIMS acquises durant les 72 premiers survols de Titan corrigée de la diffusion par les aérosols et de la photométrie de la surface ([Le Mouélic et al., 2012a](#)). On peut constater que certaines zones aux conditions d’observations extrêmes dans la mosaïque globale (hautes latitudes Nord, certains terrains équatoriaux) présentent tout de même des artefacts résiduels. Ces artefacts semblent corrélés aux régions dans lesquelles notre correction photométrique de premier ordre à $5\ \mu\text{m}$ (loi de Lambert) semble moins adaptée. Je reviendrai sur une possible amélioration de la fonction photométrique de la surface dans le Chapitre 13.

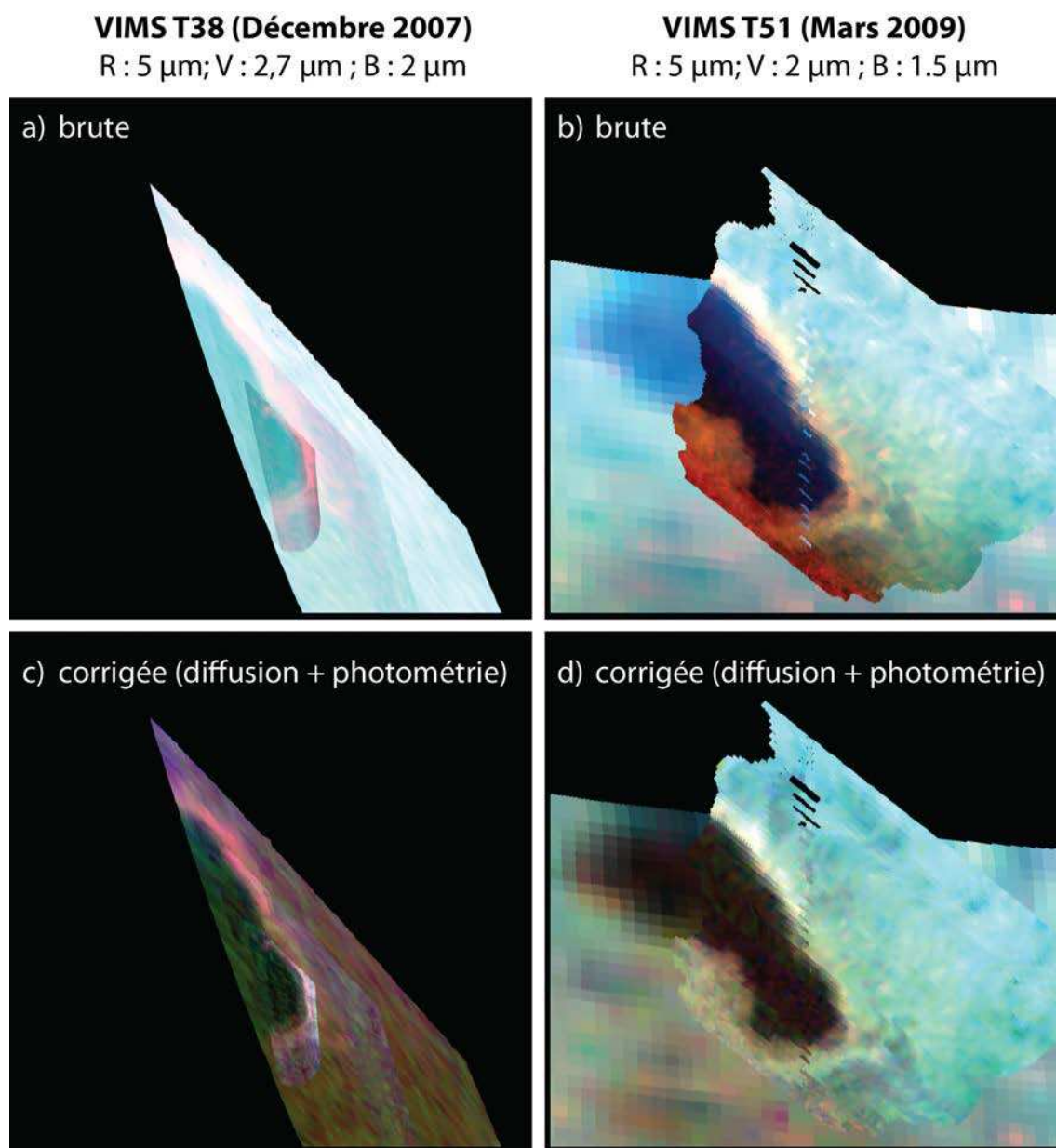


FIGURE 5.31 – Mosaïques des données VIMS T38 et T51 acquises au-dessus d’Ontario Lacus. **a et b)** Mosaïques VIMS brutes. **c et d)** Mosaïques VIMS corrigées de la diffusion atmosphérique et de la photométrie de la surface selon la méthode développée dans [Cornet *et al.* \(2012a\)](#).

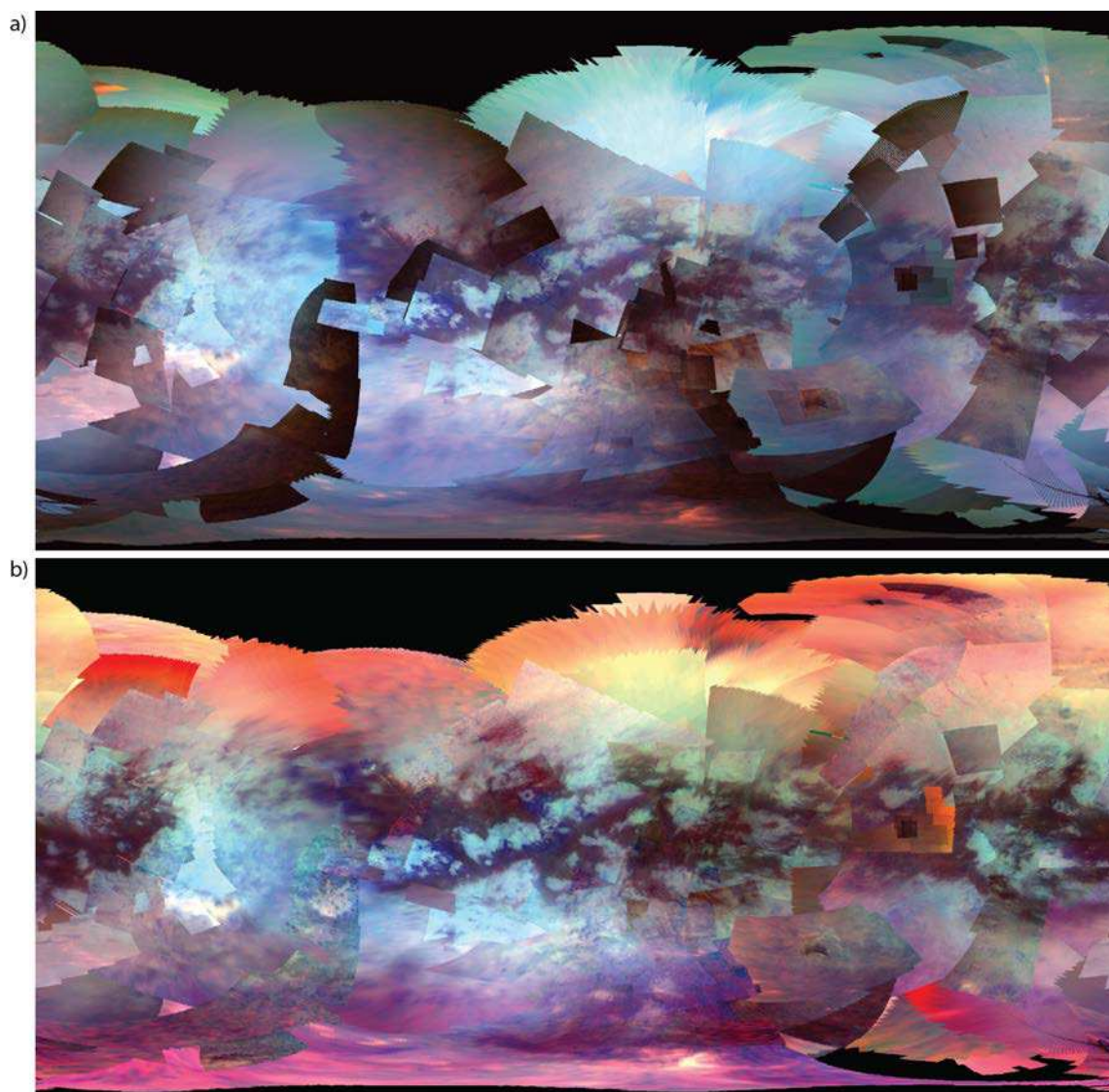


FIGURE 5.32 – Composite en fausse couleurs ($R : 5 \mu\text{m}$; $V : 2,03 \mu\text{m}$; $B : 1,27 \mu\text{m}$) de la mosaïque globale VIMS des 72 premiers survols de Titan **a)** brute et **b)** corrigée des effets de diffusion par les aérosols et de la photométrie de la surface.

Chapitre 6

L'imagerie micro-ondes sur Titan

J'ai utilisé les données infrarouges ISS et VIMS durant ma thèse, avec un intérêt particulier pour les données VIMS puisque (1) le LPGNantes bénéficie d'un accès privilégié aux données et (2) VIMS s'avère être un instrument de choix dans l'étude de la surface de Titan, donnant un accès à ses variations spectrales. Cependant, les données infrarouges possèdent une résolution spatiale souvent limitée à quelques kilomètres et sont fortement affectées par les effets atmosphériques, ce qui limite les interprétations géologiques des terrains imagés.

Le RADAR de Cassini permet de passer outre cette limitation car sa résolution spatiale est plus fine que celle des caméras infrarouges. Il n'est pas non plus affecté par les phénomènes atmosphériques de diffusion par les aérosols ([Rodriguez et al., 2003](#)) et d'absorption par les aérosols et les gaz. L'utilisation des données RADAR (SAR ou altimétrie) ne requiert par conséquent que peu de traitements préalables, et dans le cadre de l'étude géomorphologique de la surface de Titan, essentiellement des conversions de projection et une intégration sous Système d'Informations Géographiques (SIG). L'intégration des données SAR, altimétriques et SARTopo, sous SIG est décrite en détails dans l'Annexe A. Je présente dans ce Chapitre les grandeurs caractéristiques de l'imagerie radar puis je résume les caractéristiques de l'instrument RADAR de la sonde Cassini et les traitements apportés aux données dans des buts de cartographie géomorphologique de la surface de Titan.

6.1 Principe de l'imagerie micro-ondes

J'ai principalement utilisé les données micro-ondes d'imagerie active SAR. Je définis dans cette Section les principales grandeurs physiques utiles en imagerie micro-ondes. Celles-ci sont applicables à la fois aux images RADAR (bande Ku) de la sonde Cassini, mais aussi aux images ASAR (bande C) de la plateforme Envisat que j'ai utilisées lors de l'étude comparative entre Ontario Lacus et le pan d'Etosha (Section 7).

6.1.1 Principe d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR)

Un radar fonctionnant en mode SAR est constitué d'une antenne émettrice/réceptrice (haut gain dans le cas du RADAR de Cassini, [Elachi et al. \(2004\)](#)) envoyant des impulsions (*pulses*) latéralement par rapport à sa direction de vol, durant des temps T et à intervalles réguliers. Ces impulsions sont issues de la conversion d'un courant électrique en onde électromagnétique lors de l'émission (ou transmission), la conversion inverse opérant lors de la réception des données. Les impulsions atteignent la surface dans une zone appelée empreinte (ou *footprint*). L'antenne émettrice se déplaçant, l'assemblage de ces empreintes forme la fauchée radar (ou trace au sol, ou *swath*). L'antenne radar mesure donc la puissance reçue au bout d'un temps T après émission d'une impulsion initiale. Cette géométrie d'acquisition est représentée sur la Fig. 6.1.

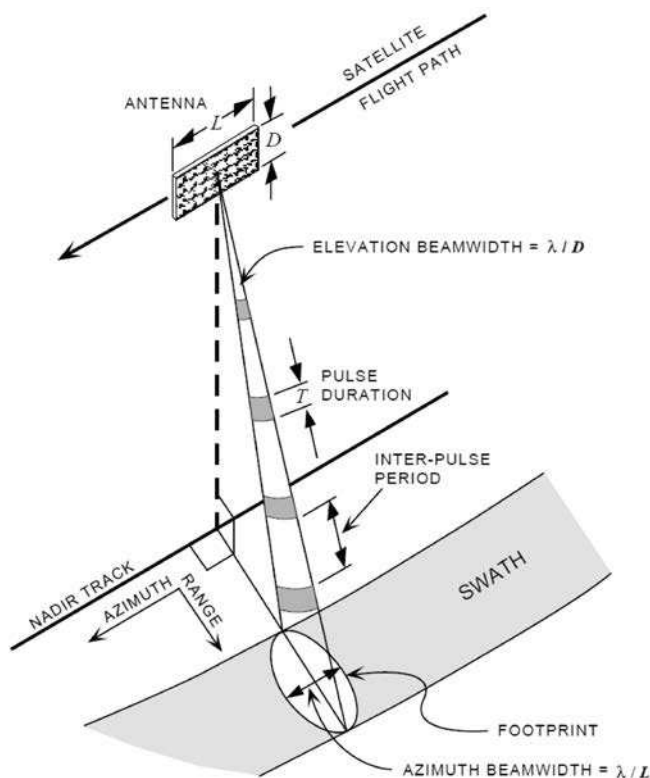


FIGURE 6.1 – Géométrie d'acquisition de données d'imagerie radar à synthèse d'ouverture (SAR).
Image : [Olmsted \(1993\)](#).

6.1.2 Grandeurs mesurées par le RADAR en mode SAR

6.1.2.1 La section efficace de rétrodiffusion radar normalisée (σ^0)

Les images SAR sont données en valeurs de section efficace de rétrodiffusion radar normalisée (σ^0). L'équation du σ^0 se résume à :

$$\sigma^0 = \frac{64 P_r \pi^3 L r^4}{P_t G_r G_{ar} G_{at} A \lambda^2}, \quad (6.1)$$

où σ^0 est sans unité, P_r est la puissance reçue pour un pixel [W], L est la perte par le système [sans unité], r est la distance au pixel [km], P_t est la puissance émise [W], G_r est le gain du récepteur (ou efficacité de l'antenne) [sans unité], G_{ar} est le gain de l'antenne réceptrice [sans unité], G_{at} est le gain de l'antenne émettrice [sans unité], A est l'aire du pixel projeté à la surface d'une sphère [km²], et λ est la longueur d'onde du RADAR ($= 2,17 \times 10^{-5}$ km). La section efficace normalisée de rétrodiffusion radar peut aussi être exprimée en décibels [dB] (Richards, 2009), auquel cas la conversion est effectuée telle que :

$$\sigma_0[\text{dB}] = 10 \times \log \frac{\sigma_0}{1[\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}]}. \quad (6.2)$$

6.1.2.2 Influence de la constante diélectrique

La section efficace de rétrodiffusion ne reflète pas uniquement les propriétés de la surface mais peut aussi fournir des informations sur les propriétés de la sub-surface en fonction de la constante diélectrique des matériaux. La constante diélectrique (ϵ) est un nombre complexe composé d'une partie réelle (ϵ') liée aux propriétés de réflexion et d'une partie imaginaire (ϵ'') traduisant les propriétés d'absorption d'un matériau. Elle s'exprime par :

$$\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''. \quad (6.3)$$

Dans le cas des matériaux supposés constituer la surface de Titan, cette constante diélectrique est souvent faible (Paillou *et al.* (2008a), Tableau 6.1). Une fois que la partie imaginaire et la partie réelle de la constante diélectrique sont déterminées, il est possible de calculer une grandeur appelée tangente de perte ($\tan \delta$) définie telle que (Paillou *et al.*, 2008a) :

$$\tan \delta = \frac{\epsilon''}{\epsilon'}. \quad (6.4)$$

La tangente de perte permet d'exprimer la « transparence » du milieu aux micro-ondes. Elle est utilisée dans le calcul de la profondeur de pénétration (δ_p) de l'onde radar dans les matériaux, définie telle que :

$$\delta_p = \frac{\lambda_0}{4\pi} \left(\frac{\epsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'} \right)^2} - 1 \right] \right)^{-1/2}, \quad (6.5)$$

où λ_0 est la longueur d'onde du radar.

TABLE 6.1 – Valeurs de la constante diélectrique, de la tangente de perte et de la profondeur de pénétration de matériaux potentiellement présents à la surface de Titan. Source : Paillou *et al.* (2008a).

Composé	État physique	ϵ'	ϵ'' $\times 10^{-3}$	$\tan \delta$ $\times 10^{-3}$	δ_p (m) à 13,78 GHz
Glace d'eau	Solide	3,13	1,3	0,41	4,72
Glace d'eau/ammoniac (1.75 % NH_3)	Solide	3,17	1,8	0,57	3,43
Glace d'eau/ammoniac (3.5 % NH_3)	Solide	3,21	2,1	0,65	2,96
Glace d'eau/ammoniac (7 % NH_3)	Solide	3,38	2,7	0,79	2,36
Glace d'eau/ammoniac (14 % NH_3)	Solide	3,58	3,1	0,87	2,11
Glace d'eau/ammoniac (28 % NH_3)	Solide	4,38	4,2	0,96	1,73
Gaz Natural Liquéfié LNG (90 % CH_4)	Liquide	1,75	2,0	1,14	2,29
Butane C_4H_{10}	Liquide	1,82	2,8	1,54	1,67
Benzène C_6H_6	Solide	2,38	2,2	0,92	2,43
Heptane C_7H_{16}	Solide	1,97	3,2	1,62	1,52
Cyclohexane C_6H_{12}	Solide	2,10	0,8	0,38	6,28
Glace de CO_2	Solide	1,55	0,3	0,19	14,38
Diazote	Liquide	1,45	0,2	0,14	20,86
Tholins 1 compactés	Solide	2,03	22,0	10,84	0,22
Tholins 2 poudre	Solide	1,17	3,3	2,82	1,14
Tholins 2 compactés	Solide	2,33	20,6	8,84	0,26

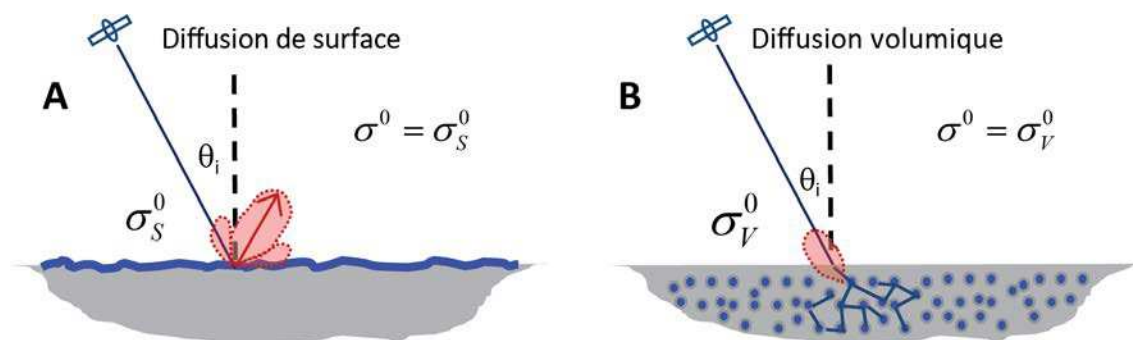


FIGURE 6.2 – Contributions de diffusion de surface (σ_S^0) et de diffusion de sub-surface ou volumique (σ_V^0) au signal RADAR enregistré. Image : Wye (2011), modifiée.

Les valeurs de tangente de perte et de profondeur de pénétration de l'onde radar en bande Ku sont aussi fournies de le Tableau 6.1 issu de Paillou *et al.* (2008a). On constate donc que l'onde radar peut pénétrer sur quelques centimètres à quelques mètres de profondeur dans les matériaux potentiellement présents sur Titan. Le signal radar enregistré au SAR ne reflèterait donc pas uniquement les caractéristiques de la surface seule. Dans ce cas, le σ^0 mesuré résulterait d'une contribution liée à la diffusion de surface (σ_S^0) et d'une contribution de la sub-surface, dite de diffusion volumique (σ_V^0). Ces deux contributions sont illustrées sur la Fig. 6.2.

6.1.2.3 Influence de la rugosité de surface et de l'orientation des facettes du sol

Le sol d'une planète peut être assimilé à une surface plus ou moins rugueuse composée de multiples facettes d'orientations diverses. L'influence de cette rugosité sur le signal radar est illus-

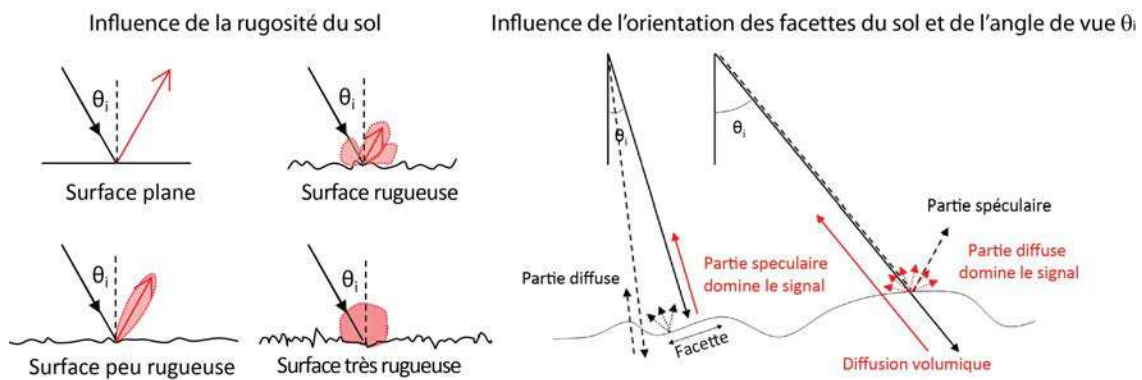


FIGURE 6.3 – Influences de la rugosité de la surface, de l'orientation des facettes faisant face au RADAR et de l'angle de vue sur la provenance du signal enregistré au par le RADAR. Image : [Wye \(2011\)](#), modifiée.

trée sur la Fig. 6.3. Plus la rugosité augmente, plus la composante de réflexion diffuse de la surface augmente au profit d'une diminution de la composante spéculaire, et donc plus σ^0 augmente. Les données acquises avec des angles de vue faibles seront plus sujettes à l'orientation des facettes, produisant des réflexions spéculaires si celles-ci sont orientées orthogonalement à la direction de propagation de l'onde.

6.1.3 Les distortions géométriques associées à la présence de reliefs

La présence de reliefs dans les zones imagées entraîne des distortions dans les images radar. Ces distortions sont de trois types, représentés sur la Fig. 6.4. Le phénomène de rapprochement (ou *foreshortening*) « compresse » la largeur des facettes d'un relief faisant face aux impulsions. Cet effet est causé par la proximité temporelle du signal reçu par l'antenne en provenance des deux points définissant le bas et le haut de la facette. Le phénomène de repliement (ou *layover*) inverse la position du bas et du haut d'une facette d'un relief faisant face aux impulsions. Sur le même principe que l'effet précédent, cette inversion de relief est due à une arrivée de l'onde rétrodiffusée plus rapide dans le cas d'un haut topographique que d'un bas topographique. Typiquement, le haut d'un relief au radar est temporellement plus proche du nadir que le bas de ce même relief. Le phénomène d'ombrage (ou *shadowing*) est simplement causé par le fait qu'un relief, imagé sous certains angles de vue (ou d'incidence), possède un versant masqué par le versant imagé dans la direction des impulsions. Il est « dans l'ombre » et l'antenne radar ne reçoit pas de signal.

Afin de corriger les images de ces distortions du relief, il est nécessaire de connaître la géométrie d'acquisition des données (angle de vue) et la géométrie du terrain (modèle numérique de terrain). Pour Titan, les modèles numériques de terrain commencent à être créés. Les données SAR sont donc uniquement corrigées de l'incidence (ou angle de vue).

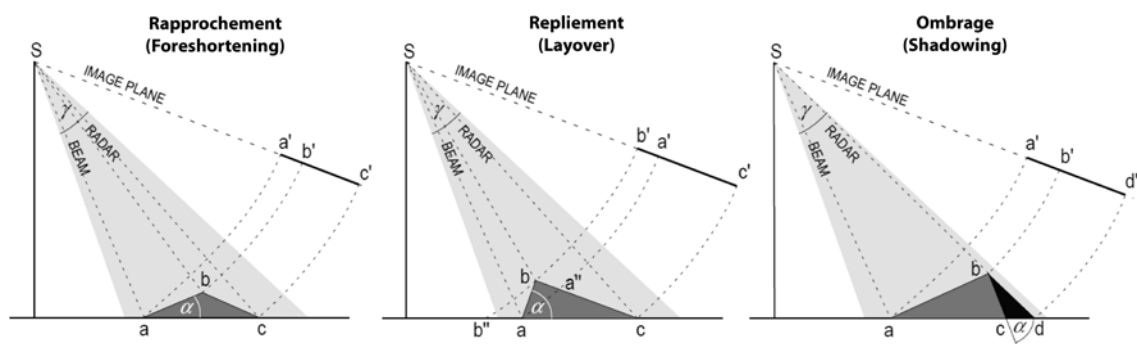


FIGURE 6.4 – Phénomènes de distorsion liés à la présence de reliefs dans les images. Image : [Olmsted \(1993\)](#), modifiée.

6.1.4 Le speckle

Le *speckle* (ou chatoiement) est un « bruit » multiplicatif qui constitue en réalité une information concernant la rétrodiffusion de la surface lorsque la géométrie d'acquisition est corrigée. En effet, le speckle est produit par l'intégration cohérente (en amplitude et en phase du signal, pouvant générer des interférences) des échos radar provenant de différents constituants d'un même pixel. Les interférences entre ces échos radar entraînent des variations de l'amplitude totale du signal entre pixels voisins. Il résulte de ces interférences une texture granulaire ou poivre-et-sel dans les images SAR.

De nombreuses techniques de filtrage adaptatif ont été élaborées afin de réduire la granularité des images SAR (filtres de Lee, Frost, Henri,...). J'ai utilisé un filtre de type Frost dans mon étude de la géomorphologie d'Ontario Lacus (Chapitre 7). Ce filtre est basé sur une estimation locale de la moyenne et de la variance de la rétrodiffusion des terrains imagés ([Shi et Fung, 1994](#)).

6.2 L'imagerie micro-ondes à bord de la sonde Cassini : l'instrument RADAR

L'instrument RADAR à bord de la sonde Cassini est un imageur radar actif (*RAdio Detec-tion And Ranging*) composé d'une antenne haut gain de 4 mètres de diamètre composée de cinq faisceaux (Fig. 6.5) collectant les temps d'arrivée et les puissances d'impulsions émises à une puissance d'émission donnée. Une partie du signal enregistré n'est pas issue du sondage actif de la surface et constitue l'émission radiométrique propre de la surface de Titan. L'écho radar enregistré dépend des propriétés physico-chimiques de la surface (topographie, rugosité, constante diélectrique). Les caractéristiques de l'instrument sont détaillées dans [Elachi et al. \(2004, 2005\)](#).

Dans le cadre de l'étude de Titan, le RADAR a pour objectif de caractériser l'état physique de la surface (topographie, rugosité, température) et sa composition (constante diélectrique). Il a pour avantage d'imager directement la surface de Titan sans aucune influence de l'atmosphère ([Rodriguez et al., 2003](#)). C'est donc un instrument de choix pour réaliser des études géomorphologiques de la surface dans le domaine des micro-ondes, complémentaires des études réalisées dans le domaine de l'infrarouge. De plus, la résolution spatiale du RADAR est la meilleure de tous les imageurs de la sonde Cassini, puisqu'elle est théoriquement de quelques centaines de mètres et qu'elle n'est pas dégradée par les effets atmosphériques.

6.2.1 Caractéristiques de l'instrument RADAR

L'instrument RADAR de Cassini opère à une fréquence de 13,78 GHz, soit une longueur d'onde de 2,17 cm (bande Ku) et possède quatre modes d'acquisition de données : altimètre, radiomètre, diffusimètre et « Synthetic Aperture Radar » (SAR) ou radar à synthèse d'ouverture (Figure 6.6) ([Elachi et al., 2004](#); [Paganelli et al., 2007](#); [Wye et al., 2007](#); [Paganelli et al., 2008](#); [Janssen et al., 2009](#)). L'échantillonnage spatial des différents modes dépend principalement de la distance à Titan de la sonde lors de l'acquisition des données. Les caractéristiques des données acquises avec chaque mode sont données dans le Tableau 6.2, issu de [Elachi et al. \(2004\)](#). Les données sont acquises dans deux configurations typiques lorsque Cassini est proche de Titan : la visée de côté, utilisée dans le mode SAR, et la visée au nadir (directement à la verticale) utilisée en altimétrie. Ces deux configurations d'acquisition sont représentées sur la Fig. 6.5. Le faisceau radar n°3 est utilisé seul pour l'altimétrie et la radiométrie ([Elachi et al., 2004](#)).

Le RADAR en mode radiomètre acquiert les données pour une distance à Titan comprise entre 100000 et 1000 km, avec un échantillonnage spatial de l'ordre de 7 à 310 km/pixel. Lorsque Cassini est loin de Titan, ces données permettent d'obtenir des informations sur les propriétés d'émission de la surface apparente entière de Titan. Les données sont exprimées en termes de température de brillance (T_b) en kelvins, avec une erreur absolue de ± 5 K et une erreur relative de 0,1-0,2 K au sein des données d'un survol. Ce mode constitue l'unique mode passif du RADAR ([Elachi et al., 2004](#); [Paganelli et al., 2007, 2008](#); [Janssen et al., 2009](#)).

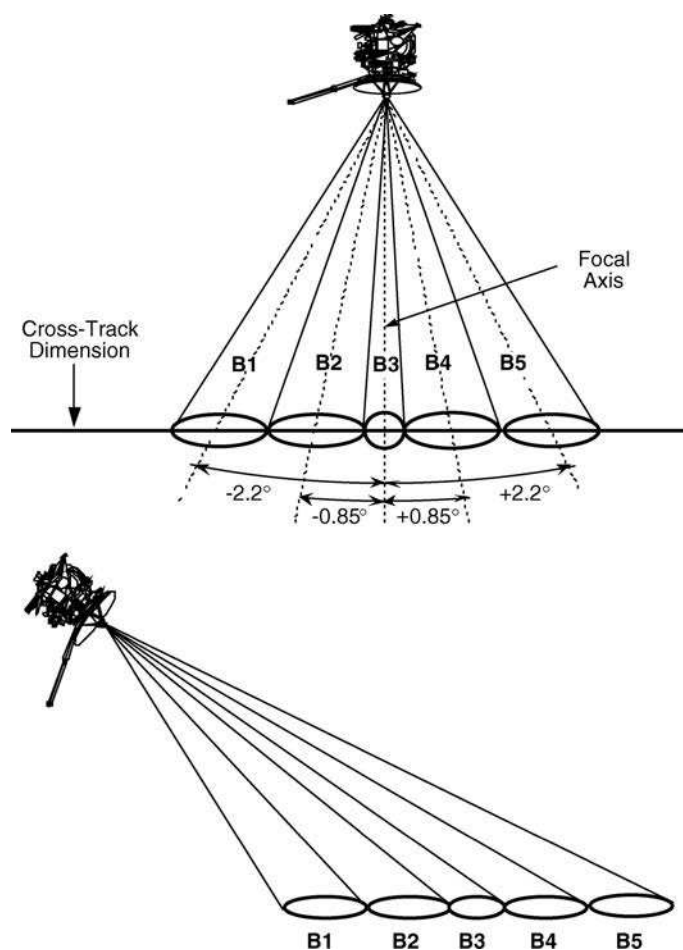


FIGURE 6.5 – Configuration des acquisitions RADAR au nadir (altimétrie) et en visée de côté (SAR). Image : [Elachi et al. \(2004\)](#).

Le RADAR en mode diffusimètre acquiert des données pour une distance à Titan comprise entre 22500 et 9000 km, avec une résolution spatiale allant de 50 à 150 km. Ce mode utilise l'antenne radar en mode ouverture réelle pour produire des images couvrant de larges zones de la surface et pour en mesurer les propriétés de diffusion en fonction de l'incidence ([Wye et al., 2007](#)).

Le RADAR en mode altimètre acquiert les données au nadir à une distance pouvant aller de 22500 km (basse résolution) à 4000 km (haute résolution). Ce mode permet d'acquérir des profils d'altitude de la surface de Titan (points acquis par pas de 1 km) avec une résolution spatiale horizontale de l'ordre de 20 à 25 km et une résolution verticale théorique allant de 30 à 50 m ([Elachi et al., 2005](#); [Zebker et al., 2009a](#)). L'altitude est reconstruite à partir du temps aller-retour de l'onde émise par l'antenne radar et de la distance entre le RADAR et Titan.

Le RADAR en mode SAR acquiert les données à une distance comprise entre 4000 km (basse résolution, données HiSAR) et 1000 km (haute résolution), ce qui correspond à un échantillonnage spatial allant de 0,35 à 1,7 km/pixel. C'est ce mode qui permet d'acquérir les images les plus précises de la surface de Titan. Les images sont acquises en visée gauche ou droite (qui définit

TABLE 6.2 – Caractéristiques des données acquises avec les différents modes de l'instrument RADAR. Source : [Elachi *et al.* \(2004\)](#).

Mode	Altitude (km)	Incidence (°)	Résolution			Niveau de bruit (dB)	Nombre de vues	Couverture de surface (%)
			Azimutale (km)	Transversale (km)	Verticale (m)			
SAR								
haute résolution	1000 - 1600	21 - 30	0,35 - 0,41	0,48 - 0,64	-	-28 à -21	2 - 3	≤ 1,1
basse résolution	1600 - 4000	15 - 28	0,41 - 0,72	0,48 - 2,70	-	-25 à -15	2 - 7	≤ 1,1
Altimètre	4000 - 9000	0	24 - 27	24 - 27	30 - 50	-3 à -35	16 - 36	-
Diffusimètre	9000 - 22500	0 - 30	55 - 140	55 - 140	-	-4 à -36	-	20
Radiomètre	1000 - 100000	0 - 80	6 - 600	6 - 600	-	-	-	40

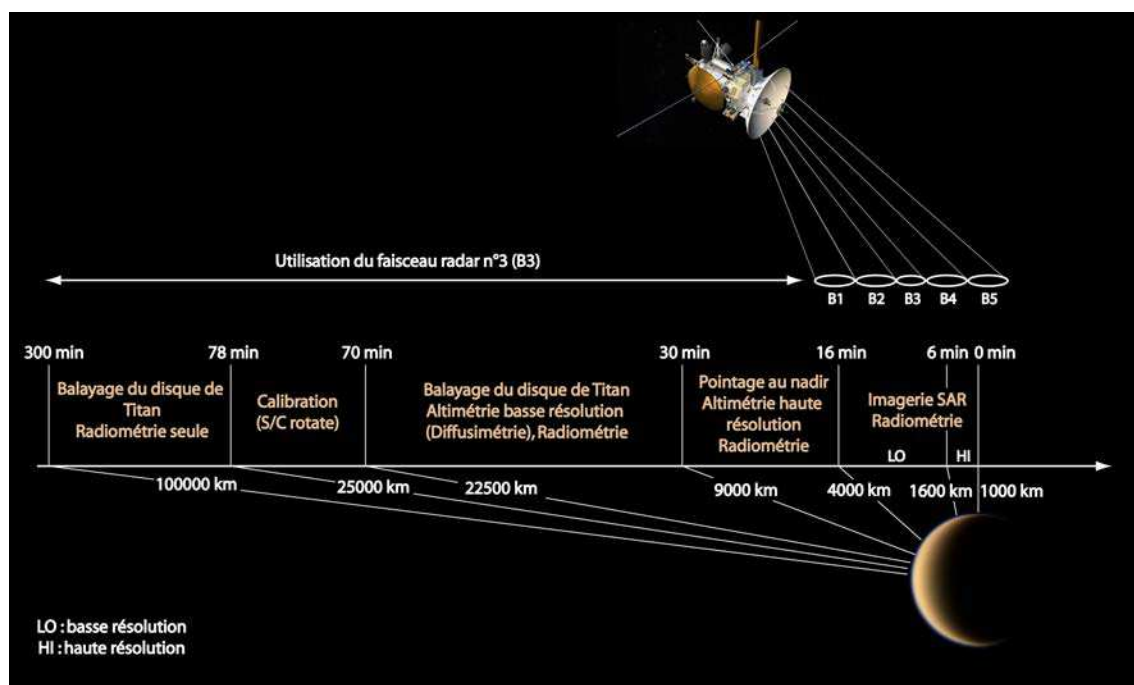


FIGURE 6.6 – Différents modes d’observations par le RADAR de la sonde Cassini, en fonction de la distance à Titan et du temps avant l’approche au plus près du satellite, pour un survol dédié au RADAR. Figure modifiée d’après Paganelli *et al.* (2008).

la direction d’illumination dans les images), avec des largeurs de traces au sol allant de 120 à 450 km en combinant les données acquises par les cinq faisceaux du RADAR. Ces images sont exprimées en section efficace de rétrodiffusion radar normalisée (ou *normalized radar backscatter cross-section*, σ^0) (Elachi *et al.*, 2005; Paganelli *et al.*, 2007).

Je me suis essentiellement appuyé sur les données RADAR SAR et altimétriques disponibles dans le domaine public sur le *PDS Imaging Node* de la NASA, afin d’étudier la géomorphologie des lacs de Titan, et plus particulièrement d’Ontario Lacus (Chapitre 7).

6.2.2 Traitement des données RADAR

6.2.2.1 Les données SAR

Les données SAR que j’ai utilisées sont celles distribuées dans le domaine public sur le site du *PDS Imaging Node* de la NASA. J’ai réalisé l’ensemble des traitements à l’aide du logiciel ISIS de l’USGS (conversion des systèmes de projection des données vers des systèmes de projection courants intégrables sous SIG) ainsi qu’à l’aide du logiciel IDL/ENVI pour l’analyse quantitative et le filtrage des données. Les images SAR reprojetées dans un système de projection utilisable sont ensuite intégrées dans un SIG à l’aide du logiciel ArcGIS afin de pouvoir être ensuite comparées aux données infrarouges ISS et VIMS. Des aperçus des images SAR sont aussi disponibles sur le site <http://pirlwww.lpl.arizona.edu/~perry/RADAR/> de Jason Perry, permettant de savoir quelles zones d’intérêts ont été imagées au RADAR durant un survol. L’ensemble de la chaîne de

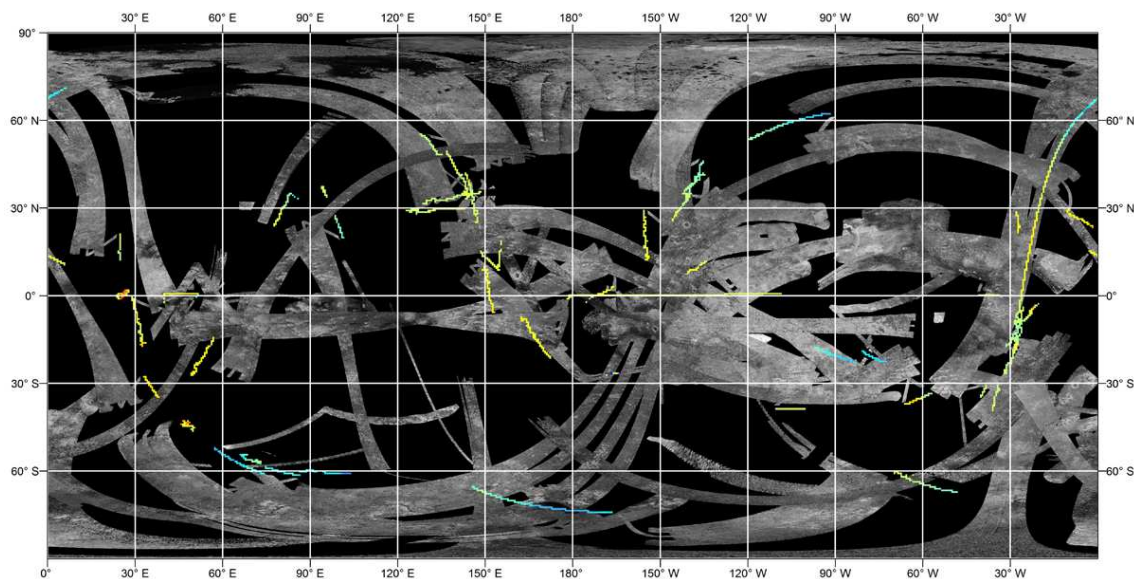


FIGURE 6.7 – Carte globale des données RADAR SAR et des profils altimétriques couvrant les survols de TA à T77, intégrées sous SIG avec ArcGIS.

traitement appliquée aux données SAR est détaillée dans l'annexe A.

Les données de l'instrument RADAR en σ^0 [sans unité] sont converties en décibels [dB] puis étalées sur une échelle de valeurs linéaires [0, 255] pour le stockage des images SAR. Ce sont ces données logarithmiques en dB, étalées sur une échelle linéaire [0, 255], qui sont disponibles sur le site du PDS Imaging Node de la NASA et que nous utilisons dans ISIS, ArcGIS et IDL/ENVI directement pour la cartographie géomorphologique. Si l'on souhaite analyser de manière quantitative les données RADAR SAR, il est cependant nécessaire de revenir aux valeurs de σ^0 initiales, donc de reconverter les valeurs fournies sur une échelle linéaire [0, 255] en valeurs logarithmiques. Cette conversion est faite en appliquant la formule suivante (Stiles, 2008a) :

$$\text{image (dB)} = 1,0000012 \cdot 10^{-1} \times \text{image} - 20,100010. \quad (6.6)$$

6.2.2.2 Les données altimétriques

J'ai aussi utilisé les données altimétriques pré-traitées du RADAR (archive ASUM des données du PDS, décrite en Annexe A). Ces données donnent accès à des profils locaux de diverses variables (rétrodiffusion radar, altitude, rapport signal-sur-bruit,...) en fonction du numéro de point d'acquisition à la surface de Titan. Parmi ces profils, j'ai utilisé les profils altimétriques correspondant au centroïde de l'écho radar reçu (écho radar moyen) comme représentant l'altitude. L'incertitude sur ces données est estimée à partir d'un second profil donnant l'écart-type sur les données.

J'ai réalisé un programme IDL permettant (1) la conversion de ces profils altitude/numéro de point d'acquisition en profils altitude/distance, (2) la création d'une base de données des profils

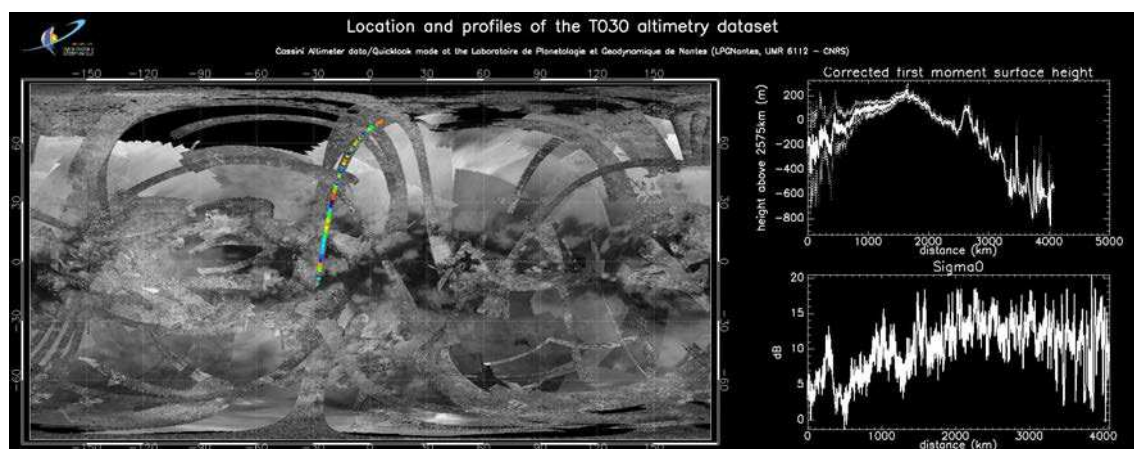


FIGURE 6.8 – Localisation en carte, altitude, incertitude sur l'altitude (pointillés) et rétrodiffusion radar du profil acquis à T30.

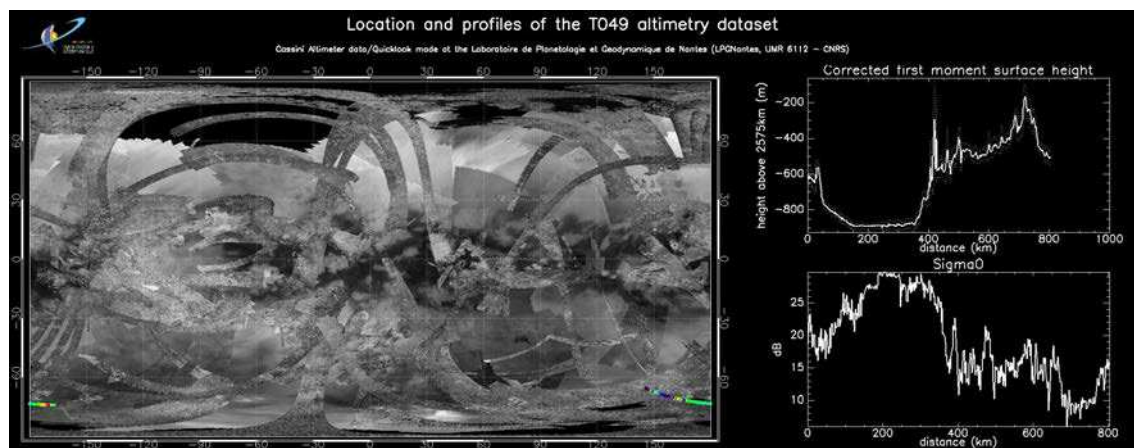


FIGURE 6.9 – Localisation en carte, altitude, incertitude sur l'altitude (pointillés) et rétrodiffusion radar du profil acquis à T49 au-dessus d'Ontario Lacus.

altimétriques intégrables sous SIG, et (3) la création d'aperçus des profils altimétriques en altitude et en rétrodiffusion radar (σ^0) en fonction de la distance entre chaque point reprojeté sur la surface Titan. L'intégration des données altimétriques sous SIG est détaillée dans l'Annexe A. La carte globale résultant de l'intégration des données SAR et altimétrique sous SIG est présentée sur la Fig. 6.7. La plupart des profils altimétriques sont assez bruités, exceptés quelques uns dont j'inclus ici un aperçu. Parmi ces profils, on trouve le profil acquis à T30 (Fig. 6.8) sur une large portion de la surface de Titan allant des hautes latitudes Nord aux basses latitudes Sud, ou celui acquis à T49 au dessus d'Ontario Lacus (Fig. 6.9) .

Troisième partie

Étude géologique d'Ontario Lacus

Chapitre 7

Étude géomorphologique d'Ontario Lacus sur Titan à partir des données VIMS, ISS et RADAR de la sonde Cassini : analogie avec le pan d'Etosha (Namibie)

Afin d'apporter de nouvelles contraintes sur la formation et le développement des dépressions lacustres de Titan, j'ai étudié la géologie d'Ontario Lacus, le plus grand lac de l'hémisphère sud de Titan. Ce lac a bénéficié de plusieurs survols entre 2005 et 2010, qui ont permis d'acquérir plusieurs jeux de données avec tous les instruments d'imagerie de la sonde Cassini, incluant VIMS, ISS et le RADAR. J'ai dérivé à partir ces données traitées (Partie II), une carte géomorphologique ainsi qu'une coupe géologique interprétatives de la région d'Ontario Lacus.

D'après mon interprétation, dérivée des images et des quelques données de topographie disponibles, Ontario Lacus serait une dépression topographique de quelques mètres de profondeur, très plane et résidant dans un bassin sédimentaire lui aussi extrêmement plat. La dépression serait partiellement couverte d'hydrocarbures liquides, ce qui impliquerait la présence d'un « alcanofère » proche de la surface du fond de la dépression, l'inondant dans certaines zones et laissant sa surface exposée à l'air libre dans d'autres zones, où des chenaux de surface ont pu être détectés dans les données infrarouges et radar. Cette interprétation apporte donc une nouvelle vision géologique d'Ontario Lacus, qui jusqu'alors avait été interprété comme un lac, c'est-à-dire une dépression complètement recouverte d'hydrocarbures liquides.

Dans le but de caractériser le mécanisme de formation d'Ontario Lacus, j'ai aussi choisi de développer une comparaison avec une dépression lacustre terrestre possédant de fortes similitudes avec Ontario Lacus (forme, taille, topographie du bassin sédimentaire et de la dépression, conditions climatiques). L'analogue terrestre choisi est le pan d'Etosha, localisé dans le bassin d'Owambo en Namibie (Afrique Australe). Le pan d'Etosha est un représentant, spectaculaire par

sa taille, de la famille des lacs éphémères terrestres résidant dans des dépressions formées par dissolution d'une couche de surface soluble à l'échelle des temps géologiques. Dans le cas des pans de la région d'Etosha, il s'agit d'une couche de calcrètes. Si l'analogie morphologique que je décris entre Ontario Lacus et le pan d'Etosha (Fig. 7.1) reflète effectivement une analogie en termes de processus de développement, elle implique que la dépression topographique dans laquelle se trouve Ontario Lacus se serait formée par la dissolution d'une couche géologique superficielle soluble, ce qui est rendu théoriquement possible sur Titan par la chimie organique complexe impliquant l'atmosphère et la surface.

Ce travail a donné lieu à une publication dans la revue *Icarus* (Cornet *et al.*, 2012a), suivie de communiqués de presse sur les sites de l'ESA, de la NASA, du CNES et du groupe de géomorphologie planétaire IAG PGWG.

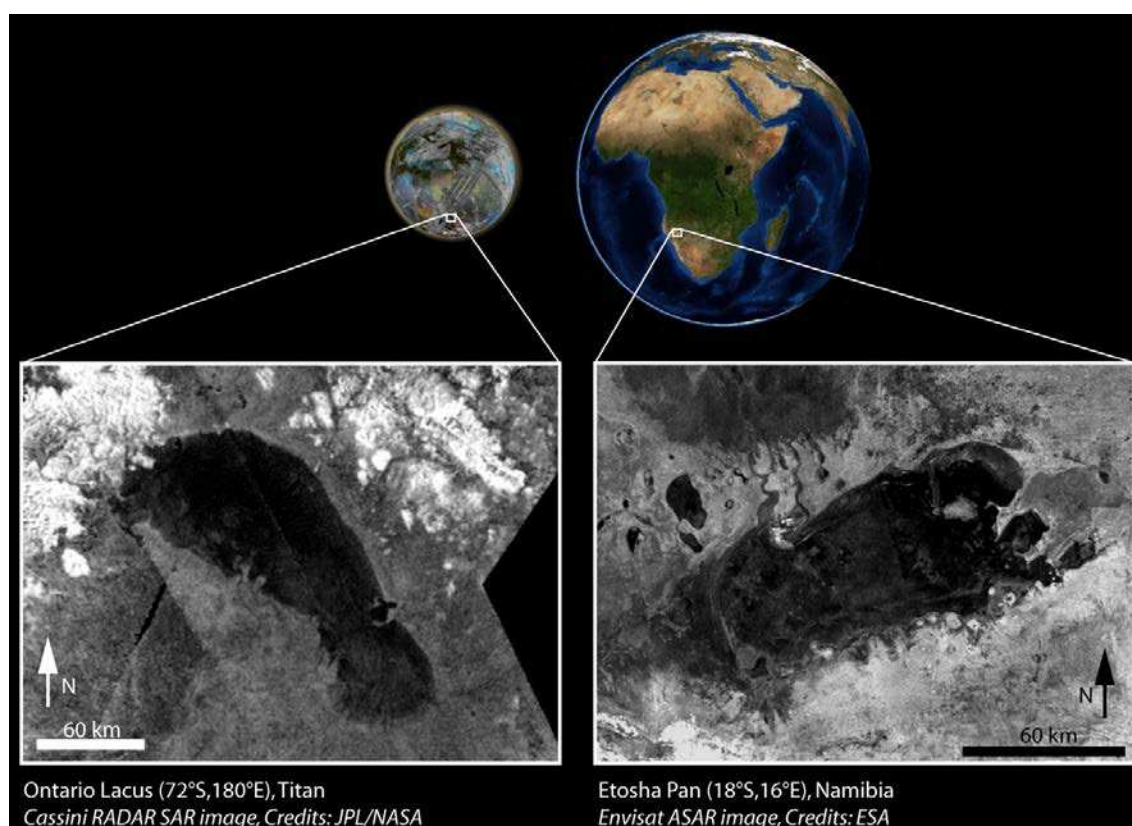


FIGURE 7.1 – Comparaison entre Ontario Lacus sur Titan et le pan d'Etosha sur Terre. Crédits image : ESA/LPGNantes.

7.1 Introduction

In June 2005 (rev 09), the Narrow Angle Camera (NAC) of the Imaging Science Subsystem (ISS) multispectral instrument onboard the Cassini spacecraft reported the observation on Titan of a 235 km-long and 75 km-wide dark feature (Fig. 7.2a), centered at about 72 °S and 180 °E (Turtle *et al.*, 2009). By analogy with the numerous lakes and seas of various sizes and shapes that have already been identified at high northern latitudes (Lopes *et al.*, 2007; Stofan *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008), this dark feature has been interpreted as the only large lake in the whole southern hemisphere and has been named Ontario Lacus. Ontario Lacus is uniformly dark in ISS infrared images and has been interpreted as a liquid hydrocarbon coverage, the level and extent of which could change with time (Turtle *et al.*, 2009; Hayes *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011c).

In December 2007 (T38 flyby), the Visual and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) acquired its first spatially resolved images of Ontario Lacus (Fig. 7.2b). From these data, Brown *et al.* (2008) computed spectral ratios between the inner and outer areas of Ontario Lacus. In the inner area, they identified a spectral absorption feature centered at 2 μm and a negative spectral slope at 5 μm . They interpreted the spectral feature at 2 μm as evidence for the presence of liquid ethane covering the floor of Ontario Lacus, as previously hypothesized by Mitri *et al.* (2007). The 5 μm negative spectral slope was interpreted as evidence for the presence of other hydrocarbons (such as methane, propane or butane), which is consistent with recent laboratory measurements (Clark *et al.*, 2009).

Using the same dataset, Barnes *et al.* (2009a) identified three concentric morphological units in Ontario Lacus : a dark inner area interpreted as covered by liquids, a brighter area interpreted as a lakebed or a playa along the southeastern border and a bright annulus surrounding Ontario Lacus interpreted as fine-grained organic condensates deposit. Barnes *et al.* (2009a) therefore concluded that this annulus could be an ancient shoreline, suggesting that lake level changes have occurred during Titan's history.

By considering the inner area of Ontario Lacus as a sink for the 5 μm radiation, Moriconi *et al.* (2010) analyzed the composition of the bright annulus in the 5 μm atmospheric window, from data acquired during the T38 flyby. After subtracting the spectrum of the inner area from the VIMS cubes, they potentially identified spectral signatures of light hydrocarbons such as propane, acetylene and butane, which are thought to be involved in the composition of Titan's lakes (Cordier *et al.*, 2009). They concluded that Ontario Lacus is a lake covered by liquid methane, ethane and possibly propane, in which some compounds such as butane and acetylene might be dissolved. According to this interpretation, the latter compounds would be able to accumulate along the borders of the lake by evaporation or infiltration of the liquids, just as evaporitic salts do along the shores of terrestrial salty lakes. Recent VIMS T69 observations of dry lake beds south of Ligeia Mare (located in the north polar region) add further credence to the idea of evaporites on Titan (Barnes *et al.*, 2011a). A new observation of Ontario Lacus has been performed by VIMS during the T51 flyby in March 2009, but no analysis of these new data has been published so far.

In December 2008 (T49 flyby), the Cassini RADAR acquired an altimetric profile across the lake, showing that Ontario Lacus is a flat-floored depression that lies in a plain more than 330

km-wide (Fig. 7.7). The plain is at an elevation of -900 m relative to the average Titan's radius (2575 km) and is surrounded by mountains with maximal elevations of -300 m (Wye *et al.*, 2009). Wye *et al.* (2009) interpreted the RADAR altimeter echoes over Ontario Lacus in terms of specular echoes, with a RMS surface height of less than 3 mm over the 100 m Fresnel zone of the RADAR beam footprint. They attributed such a surface smoothness as evidence for the presence of a liquid-covered surface, in agreement with the VIMS interpretations of Brown *et al.* (2008), Barnes *et al.* (2009a) and Moriconi *et al.* (2010) and the ISS interpretations of McEwen *et al.* (2005) and Turtle *et al.* (2009). Northern lakes similar in size to Ontario Lacus also show a remarkable smoothness, presumably owing to a complete lack of wave activity (Barnes *et al.*, 2011b).

In June and July 2009 (T57-T58 flybys), the first Synthetic Aperture RADAR (SAR) images from the Cassini RADAR experiment were collected over Ontario Lacus (Fig. 7.2d). Various land-forms such as mountains, valleys, rivers, deltas and playas have been identified on these images (Wall *et al.*, 2010). The inner area of Ontario Lacus appears relatively dark in the RADAR images, which has been interpreted to indicate that it is smooth at the RADAR wavelength (2.17 cm). Subtle variations in radar brightness over the inner area have been interpreted in terms of textural variations of the liquid surface (Wall *et al.*, 2010) or attributed to the fact that the SAR might probe the lake floor through the liquid in some places (Hayes *et al.*, 2010; Wall *et al.*, 2010). Another RADAR dataset has been acquired during the T65 flyby in January 2010 (Fig. 7.2e). These data have been mentioned previously by Hayes *et al.* (2010) and Hayes *et al.* (2011), but never presented as images in a published work.

Hayes *et al.* (2010) showed that the normalized radar backscatter cross-section (σ^0) observed over Ontario Lacus decreases exponentially with the distance to the border. They interpreted this behavior as a radio wave attenuation through a deepening liquid medium, thus in agreement with the altimetry interpretation of Wye *et al.* (2009). Based on this hypothesis, along with measurements of the dielectric constant of Titan's liquid hydrocarbon analogs and computations of radar penetration depths in those materials (Paillou *et al.*, 2006, 2008a,b), and with help of local topography derived from the T49 altimetry data, they tentatively calculated the near-shore bathymetry of Ontario Lacus where the altimetric profile crosses its border. Then, they extrapolated these results in several locations along Ontario Lacus' border. They concluded that Ontario Lacus is shallower in its western and southwestern parts than in the eastern one. They also demonstrated that the imaginary part of the index of refraction over the radar-dark area is consistent with a composition dominated by liquid hydrocarbons.

Finally, Hayes *et al.* (2011) interpreted differences in locations of the border derived from ISS (2005, southern summer solstice) and RADAR (2009, southern autumnal equinox) data as evidence for an average shoreline recession of 10 km on the southwestern border (locally up to 20 km with more uncertainties). Assuming a loss tangent of 10^{-3} , this shoreline recession would imply the loss of a 4 m-high liquid layer. Turtle *et al.* (2011c) also interpreted differences in locations of the border derived from ISS images taken in 2005 (ISS rev09) and 2009 (ISS T51) as evidence for a shoreline retreat of 9 to 11 km on this southwestern border of Ontario Lacus.

Thus, the current view of Ontario Lacus is that it is a hydrocarbon liquid-covered lake. This lake would experience level-falling episodes in the semi-arid context of Titan's climate (Mitri

et al., 2007), responsible for moving shorelines and temporary exposition of sediments formed by deposition of particles suspended in the liquid. In the present article we provide an alternative interpretation based on an integrated geomorphological analysis of all available datasets and on a comparison with a terrestrial analog.

After introducing the different datasets and a new method to mitigate the effects of the atmosphere in VIMS images, we first present an interpretative geomorphological map of Ontario Lacus and its surroundings, obtained by merging and cross-comparing all imagery and altimetry data currently available : multispectral data acquired by ISS in July 2005 (rev09), hyperspectral cubes acquired by VIMS in December 2007 (T38 flyby) and in March 2009 (T51 flyby), SAR images acquired by the RADAR in June-July 2009 (T57-58 flybys) and in January 2010 (T65 flyby) and an altimetric profile acquired by the RADAR in December 2008 (T49 flyby). We also compare these data and our geomorphological map with radar, infrared, topographic and geomorphological data acquired on analog landforms located in a semi-arid region of the Earth : the pans of the Etosha Basin (Namibia). Based on this analogy, we discuss the nature of geomorphological, hydrogeological and climatic processes that are responsible for the formation and development of Ontario Lacus.

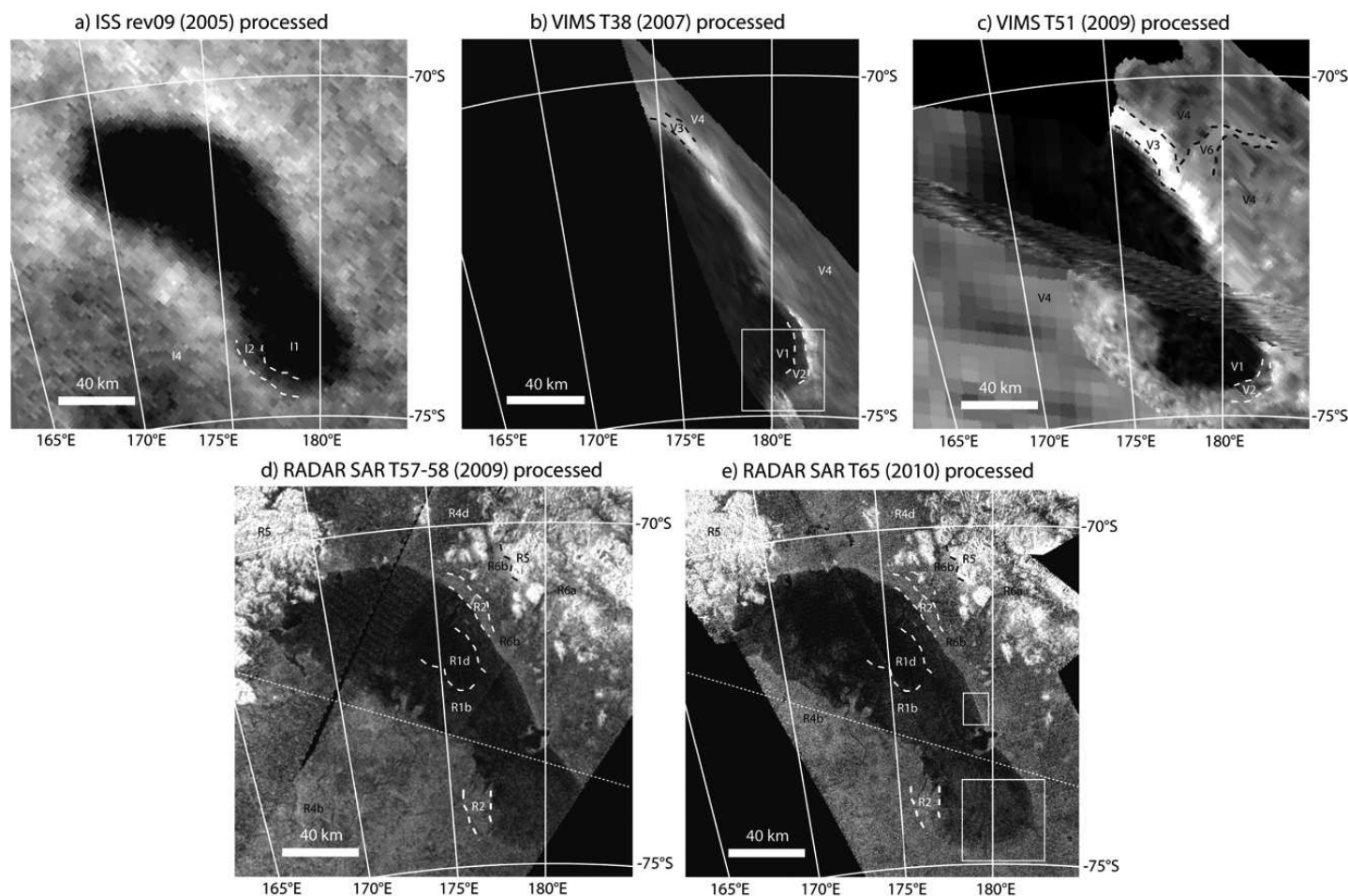


FIGURE 7.2 – Reprojected views of Ontario Lacus obtained from each dataset. **a)** ISS $0.938 \mu\text{m}$ image (rev09, 2005). **b)** VIMS $5 \mu\text{m}$ mosaic (T38, 2007). **c)** VIMS $5 \mu\text{m}$ mosaic (T51, 2009). **d)** RADAR SAR mosaic (T57-58, 2009). **e)** RADAR SAR mosaic (T65, 2010). The dotted line on the RADAR mosaics represent the location of the altimetric profile (Fig. 7.7). The annotated features in each view are described in Section 7.4.

7.2 Data

7.2.1 Imaging Science Subsystem (ISS)

The ISS instrument is composed of two multispectral cameras (the Narrow and the Wide Angle Cameras, NAC and WAC respectively) that acquire images in the UV, visible and near-infrared parts of the electromagnetic spectrum, at wavelengths where Titan's atmosphere is usually optically thick (Richardson *et al.*, 2004). The Narrow Angle Camera (NAC) operates from 0.20 to 1.05 μm and the Wide Angle Camera (WAC) operates from 0.38 to 1.05 μm , through narrow bandpass filters and/or infrared polarizers (Porco *et al.*, 2004, 2005). Some filters, which are centered at specific wavelengths corresponding to narrow methane windows and take into account polarization by Titan's haze (West et Smith, 1991), were especially designed to monitor the surface through Titan's dense atmosphere.

ISS images are single images taken through one or a combination of two filters (one of which may be a polarizing filter to improve the sharpness of surface images by reducing the effects of the haze). Among all the ISS filters, the broadband continuum filter CB3, centered at 0.938 μm , is the most appropriate to see the surface through the highly scattering and absorbing atmosphere. The atmospheric filter MT1, centered at 0.619 μm and imaging only Titan's atmosphere, is another filter often used during image processing (Perry *et al.*, 2005; Porco *et al.*, 2004, 2005).

We used an observation taken by the NAC in June 2005 during rev09 (Turtle *et al.*, 2009). The viewing conditions are summarized in Table 7.1. This image has been acquired through the combination of “polarizer IRP0” and “broadband continuum CB3” filters to minimize the blurring effects of the haze. The incidence and emission angles vary significantly in the scene (from 22° to 96° and from 0° to 90° respectively) and the phase angle is 64°. The spatial sampling for this ISS image is 2.67 km/pixel, but despite the use of a polarizer filter, the actual resolution of the image is probably comprised between 5 and 8 km due to the blurring effect of scattering by the haze. We also used a second ISS image acquired during the same observation and over the same region, through an atmospheric filter (CL1-MT1).

Both ISS images were calibrated with the CISSCAL procedure described in Porco *et al.* (2004). This pipeline consists of bitweight correction if needed, bias subtraction, 2-Hz noise removal, dark subtraction, correction for non-linearity, flat-fielding, conversion of the DN to flux and then to I/F units, and division by a corrective factor calculated for each filter to fit fluxes expected from theoretical models. We used the “pure atmospheric” CL1-MT1 image to correct and improve the sharpness of the surface IRP0-CB3 image (Fig. 7.2a), following the empirical procedure described in Porco *et al.* (2005) and Perry *et al.* (2005).

7.2.2 Visible and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS)

The VIMS instrument is a hyperspectral camera that records images at 352 separate wavelengths and produces hyperspectral cubes (Brown *et al.*, 2004). It is composed of two distinct detectors, one in the visible from 0.35 to 1.04 μm (96 channels) with a spectral sampling of 7.3 nm, and the second in the near-infrared from 0.88 to 5.10 μm (256 channels) with a spectral sampling

of 16.6 nm. VIMS is able to see Titan's surface in seven narrow atmospheric windows centered at 0.93, 1.08, 1.27, 1.59, 2.03, 2.7-2.8 and 5 μm (Sotin *et al.*, 2005).

We used the infrared part of all VIMS cubes acquired over Ontario Lacus during the T38 and T51 flybys (Figs. 7.2b and c and Table 7.1). VIMS cubes of Ontario Lacus were acquired at T38 and T51 with a similar spatial sampling, at two different dates separated by a 17 months interval. The T38 observation has already been described by Brown *et al.* (2008), Barnes *et al.* (2009a) and Moriconi *et al.* (2010). The T38 data have moderate to high incidence (from 60° to 73°) and emission (from 21° to 89°) angles and moderate phase angles (from 38° to 57°). The spatial sampling ranges from less than 1 up to 2 km/pixel and the time exposure of 180 ms is long enough to get a high signal-to-noise ratio. Because of the wide range of emission angles (almost 70°), a strong, varying additive atmospheric component due to backscattering by aerosols is present in the cubes (Rodriguez *et al.*, 2006; Le Mouélic *et al.*, 2010).

The T51 dataset has incidence angles similar to those of T38 (from 68° to 84°), but lower emission angles (from 0° to 46°) and higher phase angles (from 72° to 76°). The spatial sampling of the individual cubes ranges from less than 1 to 17 km/pixel. Most parts of Ontario Lacus are covered by the CM_1616820684_1 cube, with a spatial sampling ranging from 2 to 5 km/pixel.

We calibrated the VIMS cubes using the pipeline described by Brown *et al.* (2004) and Barnes *et al.* (2007a) (background subtraction, flat fielding, conversion into specific energy, division by the solar spectrum to convert data into I/F and despiking). We then produced VIMS mosaics by combining several cubes sorted by increasing resolution.

7.2.3 RADAR Mapper

The Cassini RADAR instrument is an active sensor operating at a frequency of 13.78 GHz ($\lambda = 2.17$ cm, Ku band) and having four working modes : altimeter, radiometer, scatterometer and Synthetic Aperture Radar (SAR) (Elachi *et al.*, 2004; Janssen *et al.*, 2009). We used images from the SAR mode. SAR images have a spatial sampling better than 1 km/pixel, depending mainly on the altitude of the spacecraft during the acquisition.

We used the T57 and T58 SAR images of Ontario Lacus, acquired at a two week time interval (Fig. 7.2d). The SAR T57 image (June 2009) covers the northern part of Ontario Lacus and the SAR T58 image (July 2009) covers its southern part. We also used the SAR T65 images acquired six months later, in January 2010 (Fig. 7.2e). The incidence/look angles of the T65 observation are relatively similar to those of the T58 observation, both being lower than those of the T57 observation. Spatial sampling of the different observations are nearly the same, all being better than 1 km/pixel. The viewing conditions are given in Table 7.1. The images were first navigated using the ISIS 2 software. We then applied a Frost filter to reduce speckle noise (Shi et Fung, 1994).

We also used the altimetric profile acquired by the RADAR instrument during the T48 flyby in December 2008 (Fig. 7.7). The elevation accuracy is generally estimated to vary between 35 and 50 m and the cross-track spatial resolution between 20 and 60 km (Zebker *et al.*, 2009a). For the T49 altimetry data acquired in the Ontario Lacus' region, the along-track spatial sampling (distance

between each data point on the profile) is equal to about 2 km, with a footprint diameter of 10 km (making nearby observations highly correlated with each other). We selected the “first moment corrected surface height” profile from the ASUM table of the PDS data (Stiles, 2008b). This profile represents the centroid of echo, corrected for spacecraft range to surface and off-nadir pointing effects (Stiles, 2008b; Zebker *et al.*, 2009a). To estimate the error on the altimetric profiles, we used the “height span of backscatter distribution” profile, corresponding to the standard deviation of the echo waveform (A. Hayes, personal communication). Theoretical elevation errors based on this profile are comprised between 15 and 20 meters, with a mean value of 16.6 m across Ontario Lacus.

7.2.4 Co-registration of datasets

We automatically projected the VIMS and ISS images using a mapping code designed at the Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes and described in Rodriguez *et al.* (2011). We used the ISIS 2 software to project the RADAR images. After projection, offsets remain between the images because accurate estimates of Titan’s orbital parameters and exact shape are still lacking. Pointing effects of the spacecraft can also lead to misregistrations. Therefore, we had to adjust the images by hand, so that the contour of Ontario Lacus matches between images. Because of the high spatial resolution of SAR images and of their small co-registration error, the T65 RADAR image was used as a reference to adjust the other images.

On the T57-58 RADAR image, Ontario Lacus appears slightly shifted towards the northeast compared to the T65 RADAR image, by less than 0.2° in both latitude and longitude. This shift was corrected by a simple translation.

On VIMS T51 data, Ontario Lacus appears slightly shifted towards the northwest compared to the RADAR T65 data (by 0.5° in longitude and 0.3° in latitude). This shift was corrected by a simple translation of the mosaic. In doing so, the VIMS mosaic is easily reconciled with the RADAR data, as shown by the strongly similar shape of Ontario Lacus in both datasets (Figs. 7.2c-e).

On VIMS T38 data, Ontario Lacus appears shifted towards the northeast compared to the RADAR T65 data. A simple translation cannot correct this shift because pointing effects of the camera result in a non-uniform spatial shift of the data (Moriconi *et al.*, 2010). This shift varies from 0.5° (in the southern part) down to 0.3° (in the northern part) in latitude, and is equal to 0.5° in longitude. However, the shape of the southeastern corner of Ontario Lacus in the VIMS T38 mosaic (cube CM_1575506843_1) is almost the same as it is in the VIMS T51 and RADAR T65 mosaics. They have therefore been adjusted so that this contour matches in each dataset, prior to adjust the northern part of Ontario Lacus.

The ISS data have the largest misregistration, with spatial shifts of 3° in latitude and 6° in longitude towards the northwest compared to the RADAR T65 data. They have been adjusted to the VIMS data on the basis of spatial features that appear both in the ISS and VIMS data, such as Unit 2 of Barnes *et al.* (2009a).

Finally, the altimetry track was reported on top the RADAR T65 image and morphological

TABLE 7.1 – Acquisition parameters for ISS, VIMS and RADAR imaging datasets. Altitude refers to the altitude at closest approach. For RADAR images, since the source of illumination is the antenna itself, the incidence and emission angles are the same, also called look angle, and the phase angle is null (Ford *et al.*, 1980).

PDS label	incidence (°)	emission (°)	phase (°)	spatial sampling (km/pix)	altitude (km)	exposure time (ms)	Imaging mode
ISS rev09 (June 2005)							
N1496752765_1	23 - 96	0 - 90	63.9 - 64.3	2.67	448 390	120 000	NA IRP0 - CB3
N1496753369_1	22 - 96	0 - 90	63.9 - 64.3	2.67	447 360	22 000	NA CL1 - MT1
VIMS T38 (March 2007)							
CM_1575507639_1	60 - 73	73 - 89	41 - 42	1.7 - 2.2	6648	180	HiRes 64 × 32
CM_1575507241_1	62 - 68	69 - 79	39 - 40	1.1 - 1.6	4225	180	HiRes 64 × 32
CM_1575506843_1	64 - 66	45 - 69	38 - 42	0.5 - 1	2012	180	HiRes 64 × 32
CM_1575506608_1	64 - 67	21 - 40	42 - 57	0.34 - 0.46	1371	80	HiRes 48 × 48
VIMS T51 (March 2009)							
CM_1616816546_1	68 - 84	27 - 46	73 - 74	16.2 - 17.3	32 333	320	Normal 32 × 32
CM_1616820684_1	70 - 75	13 - 35	72 - 74	2.1 - 5.0	4233	240	Normal 64 × 64
CM_1616821854_1	72 - 78	0 - 3	74 - 76	0.7 - 1.7	1389	120	Normal 64 × 64
RADAR SAR T57 (June 2009)							
BIBQI46S161_D199_ T057S01_V02	42 - 44	42 - 44	-	0.18 - 0.3	1387	-	RADAR SAR
RADAR SAR T58 (July 2009)							
BIBQI62S167_D200_ T058S01_V02	26 - 32	26 - 32	-	0.3 - 0.7	1032	-	RADAR SAR
RADAR SAR T65 (January 2010)							
BIBQI78S004_D211_ T065S01_V02	21 - 29	21 - 29	-	0.3 - 0.5	1109	-	RADAR SAR
BIBQI69S187_D211_ T065S02_V02	21 - 29	21 - 29	-	0.3 - 0.5	1109	-	RADAR SAR

features (such as the borders of Ontario Lacus, secondary lakes, rivers and mountains) were used as benchmarks to re-locate the altimetric profile. The best fit between altimetry and SAR data was achieved by shifting the altimetry data 2.6 km towards the southeast.

7.3 Processing of VIMS infrared images

7.3.1 Surface photometry at 5 microns

The 5 μm images constitute convenient references for surface photometric properties because they are almost free of the atmospheric additive component caused by aerosols backscattering effects (Rodriguez *et al.*, 2006). At this wavelength, surface photometric effects are responsible for the presence of seams in mosaics composed of several cubes acquired under different viewing conditions. To remove these seams, we designed a specific procedure.

We first increased the signal-to-noise ratio by adding images acquired in several spectral channels between 4.88 and 5.05 μm (eleven images for T38, eight images for T51 due to a lower signal-to-noise ratio). Then, we corrected the resulting images for photometric effects according to the Lommel-Seeliger single-scattering law (Eq. 7.1) (Hapke, 1981).

$$w = \frac{I}{F}(i, e, g) \frac{4(\mu_0 + \mu)}{P(g)\mu_0} \quad (7.1)$$

In this equation, w is the single-scattering albedo of the surface (independent of the viewing geometry), I/F is the signal recorded by VIMS that depends on the incidence (i), emission (e) and phase (g) angles, μ_0 and μ are the cosines of the incidence and emission angles, and $P(g)$ is the single-particle phase function of the surface. We tested this surface scattering law with several phase functions. The lunar theoretical particle phase function of Hapke (1963) (Eq. 7.2) gave the best results for the present regional mapping. The resulting 5 μm VIMS mosaics corrected for surface photometry are shown in Figs. 7.2b (T38) and c (T51).

$$P(g) = \frac{4\pi}{5} \left[\frac{\sin g + (\pi - g) \cos g}{\pi} + \frac{(1 - \cos g)^2}{10} \right] \quad (7.2)$$

7.3.2 Removal of the additive atmospheric aerosols backscattering component in atmospheric windows

Analyzing images at various wavelengths is required to recognize compositional variations on Titan's surface. However, imaging the surface of Titan in atmospheric windows at wavelengths shorter than 5 μm requires further processing because of the increasing efficiency of haze backscattering with decreasing wavelength (Rodriguez *et al.*, 2006).

Because Ontario Lacus is located at high southern latitudes, the incidence angle is always high, with an emission angle varying from 0° (nadir observation) to 90° between T51 and T38. Therefore, the path length through the atmosphere is long and backscattering effects due to the aerosols haze are all the more important. We developed a heuristic method to correct these backscattering effects in the atmospheric windows.

The method is based on the following assumptions : (1) aerosol backscattering is negligible at 5 μm , thus variations in the 5 μm atmospheric window reflect directly variations in the surface photometry ; (2) images taken in atmospheric bands, where Titan's surface cannot be seen, are representative of backscattering generated by all layers of aerosols crossed by photons above a

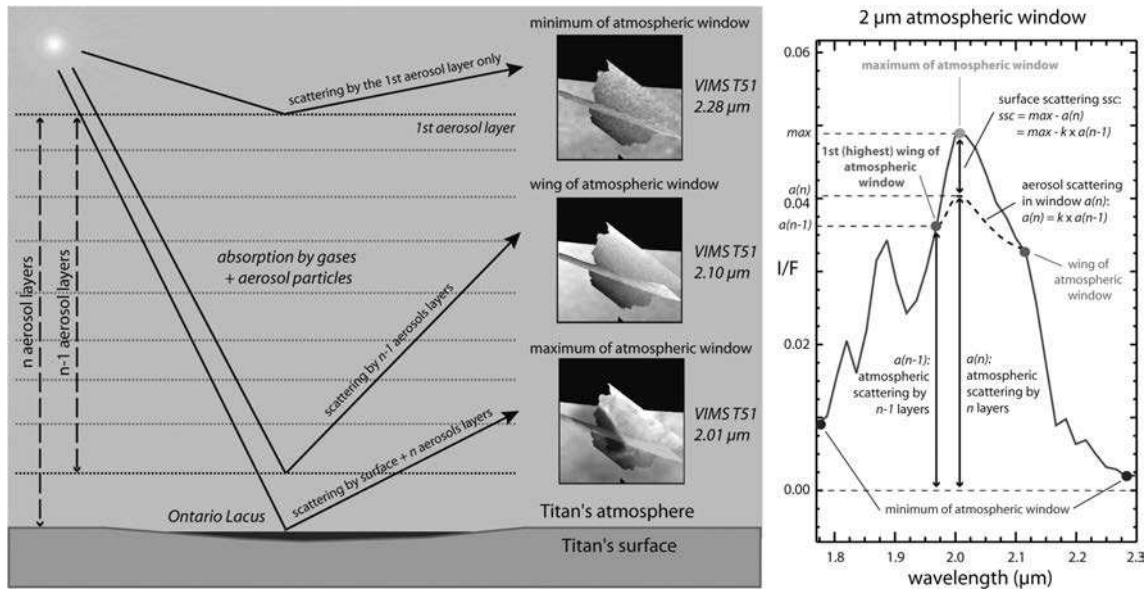


FIGURE 7.3 – Principle of the empirical haze backscattering correction method for VIMS images applied to the 2 μm atmospheric window in the T51 VIMS mosaic, according to the single-scattering approximation. In the edges of the atmospheric window, photons are backscattered by different layers of aerosols. The wavelength called “first wing” is the wavelength integrating the scattering by almost the whole atmosphere ($n-1$ layers of aerosols) without any contribution from the surface. The image at the center of the window contains both a surface (ssc) and an atmospheric component $a(n)$ integrating the scattering by the n layers of aerosols present in Titan’s atmosphere.

given depth in Titan’s atmosphere.

The principle of our scattering correction procedure is illustrated in Fig. 7.3. From the minimum to the maximum of a given atmospheric window, photons are backscattered by deeper and deeper aerosols layers of Titan’s atmosphere. Only photons with a wavelength sufficiently close to that of the maximum of this window reach and are backscattered by the surface. Those with a wavelength close to that of the edges of the same window are more likely backscattered by the aerosols only.

The image of the surface at the center of the atmospheric window can therefore be improved as follows. The additive contribution of the atmosphere to the signal recorded at the maximum of the atmospheric window is estimated by multiplying the signal received at the first wing (Fig. 7.3) by a k factor. This k factor represents the ratio between the contribution of the whole thickness of the atmosphere (n aerosol layers in Fig. 7.3) and the contribution of the atmosphere in the “first wing” ($n - 1$ aerosol layers in Fig. 7.3). This contribution is then subtracted from the image acquired at the maximum of the atmospheric window.

The value of the k factor is computed automatically by an algorithm designed to minimize the standard deviation created by seams in a mosaic composed of several cubes acquired with various viewing geometries. Indeed, two overlapping cubes, acquired at the same date but under different viewing conditions integrate a different additive atmospheric scattering component. This results in the presence of a seam between the two cubes. Our algorithm computes the k factor to ensure that the overlapping cubes have the same w value on each side of the seam so that it disappears. Images

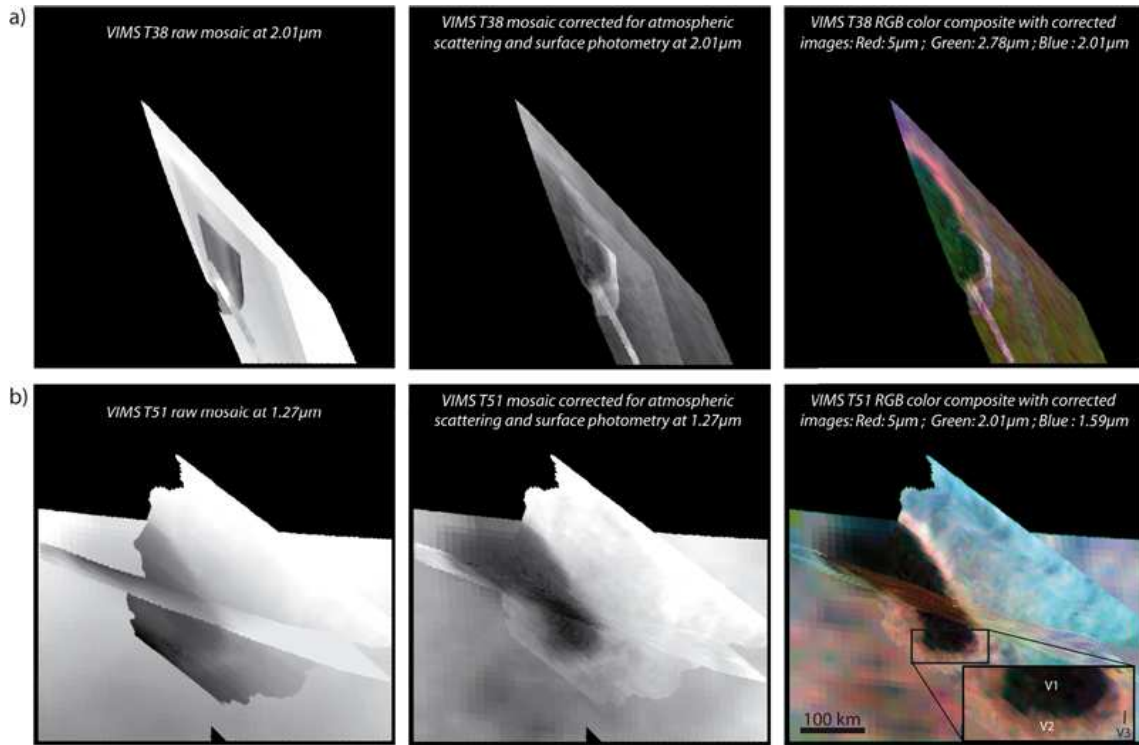


FIGURE 7.4 – VIMS images corrected for haze backscattering and surface photometry. Selected surface images show a strong atmospheric component, often encountered at $1.27 \mu\text{m}$ but more rarely at $2.01 \mu\text{m}$. **a)** From left to right : VIMS T38 raw mosaic at $2.01 \mu\text{m}$, VIMS T38 corrected mosaic at $2.01 \mu\text{m}$ and a RGB color composite with R : $5 \mu\text{m}$, G : $2.78 \mu\text{m}$ and B : $2.01 \mu\text{m}$. **b)** From left to right : VIMS T51 raw mosaic at $1.27 \mu\text{m}$, VIMS T51 corrected mosaic at $1.27 \mu\text{m}$ and a RGB color composite with R : $5 \mu\text{m}$, G : $2.01 \mu\text{m}$ and B : $1.59 \mu\text{m}$. Scale bar displayed on the VIMS T51 RGB mosaic is common for all mosaics.

corrected for atmospheric backscattering and surface photometry are displayed in Figs. 7.4a and b.

We also used the Minimum Noise Fraction (MNF) transform to decorrelate (forward MNF) and then suppress (inverse MNF) instrumental noise from data. This technique allows a more accurate view of surface features at $5 \mu\text{m}$ (Le Corre *et al.*, 2009; Le Mouélic *et al.*, 2008). For example, this procedure emphasizes channels on the floor of Ontario Lacus in the T38 observation (Fig. 7.5a).

7.4 Description of processed images

7.4.1 ISS

Three main features can be identified on the ISS IRP0-CB3 image (Fig. 7.2a). The first one (I1) is very dark and uniform at $0.938\ \mu\text{m}$. The second feature (I2) is located along Ontario Lacus' edges and is particularly well seen along the southwestern edge of I1. This feature is brighter than I1 but darker than the next one, I4. The third feature (I4) covers the surroundings of Ontario Lacus.

7.4.2 VIMS

Five distinct features are visible on the VIMS images (Figs. 7.2b and c). The first one (V1) is dark at all wavelengths corresponding to atmospheric windows. It was interpreted as an area covered by liquid hydrocarbons by [Brown *et al.* \(2008\)](#).

After application of the MNF process to the T38 VIMS cubes (Section 7.3.2), channels appear in the southernmost part of V1 (Fig. 7.5a). They appear slightly darker than the rest of V1. The significance of this observation will be discussed in Section 7.5.

The second feature (V2) is particularly well discernible along the southeastern border of V1. It is not as dark as V1 but it is darker than the surroundings and was interpreted as an exposed lakebed by [Barnes *et al.* \(2009a\)](#). V2 appears in brown on the false color composite derived from the T51 VIMS observation (Fig. 7.4b). It surrounds continuously the southern part of Ontario Lacus.

The third feature (V3) is particularly bright in the $5\ \mu\text{m}$ atmospheric window. It forms a discontinuous strip located along the northeastern and southeastern borders of V1 and V2. The T51 observation shows that either this unit does not exist along the western border of Ontario Lacus, or it is significantly reduced in either width or contrast. V3 has been interpreted as an ancient shoreline by [Barnes *et al.* \(2009a\)](#).

The fourth feature (V4) covers the grey surroundings of Ontario Lacus. It does not exhibit a striking infrared spectral behavior.

The fifth feature (V6) can be seen in the T51 dataset, northeast of Ontario Lacus. It is a bright linear feature visible on Figs. 7.2c and 7.4b. It stretches across V4 and seems to be linked to V3.

7.4.3 RADAR

SAR images acquired during T57, T58 and T65 allow a thorough description of Ontario Lacus and its near environment. Five major features can be differentiated. Some of them can be subdivided further.

The first major feature (R1) covers Ontario Lacus and is subdivided in two regions. The first region (R1d) appears uniformly dark and is therefore very smooth at the Cassini RADAR wavelength ($2.17\ \text{cm}$). It is located mainly in the northern inner part of Ontario Lacus (Figs. 7.2d and e). The second region (R1b) appears less dark than R1d, with a salt-and-pepper texture. This texture is attributable to speckle noise. The fact that this brighter unit with a salt-and-pepper texture appears at exactly the same locations on T57-58 and T65 RADAR images, taken at a 6 months

interval, and with different viewing geometries, suggests that it is a specific geomorphological unit different from R1d.

Linear features resembling channels can be seen inside R1b (Fig. 7.5a). The darkness of R1d and R1b have previously been interpreted as evidence for an entire liquid coverage of Ontario Lacus (Hayes *et al.*, 2010; Wall *et al.*, 2010). According to this interpretation, R1b would represent either textural variations of the liquid surface (Wall *et al.*, 2010), or the probing of Ontario Lacus' floor through the liquids (Hayes *et al.*, 2010). R1d would therefore represent either a very smooth liquid surface (Wall *et al.*, 2010), or areas where the liquid layer that covers Ontario Lacus' floor is so thick that it is not fully penetrated down to the floor by the radar waves (Hayes *et al.*, 2010).

The second major feature (R2) is a bright strip that surrounds the eastern and southern borders of Ontario Lacus. Its brightness may imply that this area is rougher and/or possesses a subsurface structure and/or a dielectric constant differing from that of the surroundings of Ontario Lacus. Linear features (R2l) can be seen in the eastern part of R2 and follow Ontario Lacus' border (Fig. 7.5b). The eastern part of R2 has previously been interpreted by Wall *et al.* (2010) as a wave-generated beach that contains past shorelines (R2l).

The third major feature (R4) covers the moderate σ^0 surroundings of Ontario Lacus, appearing in grey on Figs. 7.2d and e, and is subdivided in two regions. The first region (R4b) represents the brightest parts of this area while the second region (R4d) represents the darkest ones. Linear and small circular features resembling channels and lakes can be seen in these regions.

The fourth major feature (R5) is located north of Ontario Lacus. It appears as radar very bright terrains (high σ^0 values). This unit presents therefore strong topographic heterogeneities and/or is very rough. R5 also contains triangular facets. These radar patterns are typically caused by the topography of mountains (Ford *et al.*, 1980). Wall *et al.* (2010) therefore interpreted R5 as mountains.

The fifth major feature (R6) seems to be associated with R5. It can be subdivided in two regions. The first region (R6a) is a large linear pattern resembling and interpreted as a valley by Wall *et al.* (2010). It is located in R5 and is centered at 71 °S and 180 °E. The second region (R6b) is radar-bright and is located around R5 and in the valley-like features. A part of this region is located at the western end of R6a and has been interpreted by Wall *et al.* (2010) as an alluvial fan.

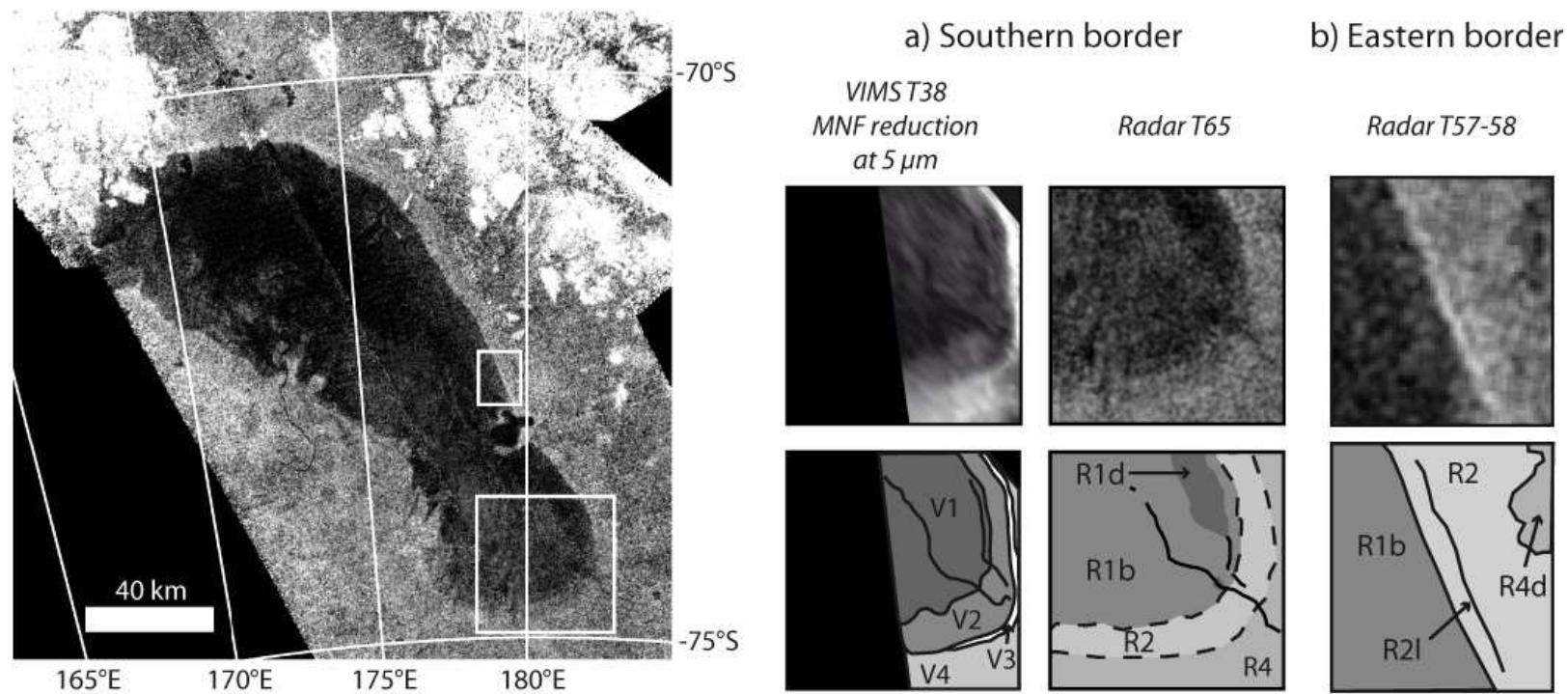


FIGURE 7.5 – Zoom on infrared and radar features on Ontario Lacus. **a)** Southern border of Ontario Lacus, displaying channels on the floor in both infrared and radar data. **b)** Eastern border of Ontario Lacus emphasizing the R2l feature.

7.5 Integrated geomorphological interpretation

The information provided by all infrared and radar observations is summarized in Table 7.2. Figure 7.6 is a composite illustrating the spatial correlation between the T51 VIMS mosaic and the T57-58-65 RADAR SAR mosaic. VIMS and ISS are sensitive to compositional variations and grain size effects of the top few microns below the surface, whereas the SAR is mainly sensitive to topography, roughness and dielectric constant of the surface and sub-surface. The datasets are therefore complementary. From all these data, we compiled a synthetic geomorphological map of Ontario Lacus (Fig. 7.8).

To better constrain the geomorphological significance of features defined in Section 7.4, we also used the T49 altimetric profile. In Fig. 7.7, we compare VIMS, RADAR and topographic signals along the track of the T49 altimetric profile.

The altimetric profile shows that Ontario Lacus is essentially a 100 km-wide flat-floored depression lying in the lowest part of a topographic basin. Elevation differences across this basin do not exceed 200 m over more than 330 km. It is surrounded by small mountains with elevations of a few hundred meters above the basin. We now describe each geomorphological unit of the map compiled from all these data (Fig. 7.8).

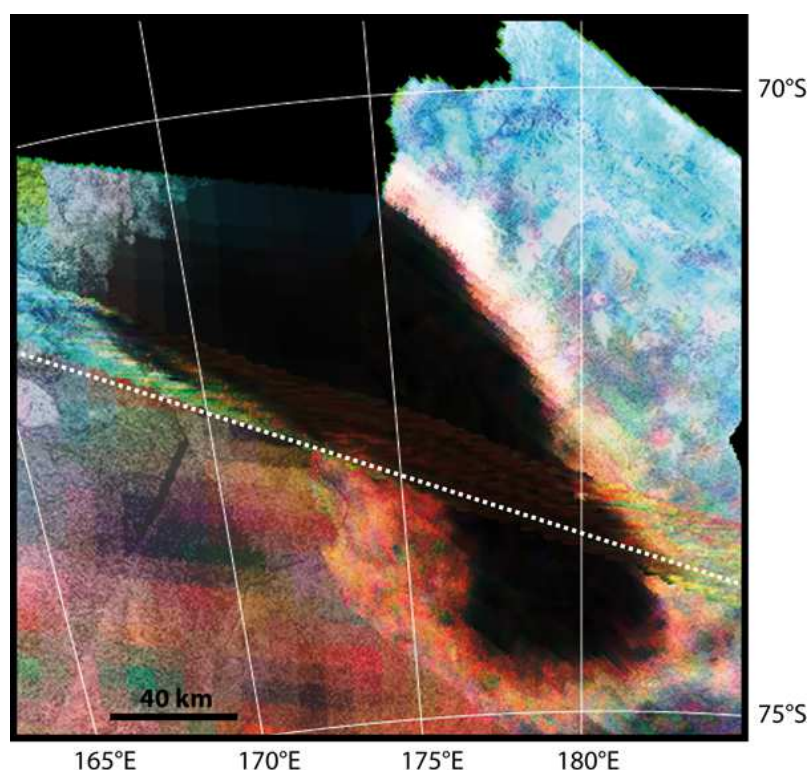


FIGURE 7.6 – Overlay of VIMS T51 false color composite of Fig. 7.4b (R : 5 μm ; G : 2.01 μm ; B : 1.59 μm) with T57-58-65 RADAR images (coded as variation in intensity). R1b and R1d correlate with V1. R2 correlate with V2 (appearing here in dark red/brown). V3 is very bright and is located east of Ontario Lacus. The white dashed line represents the location of the altimetric profile displayed on Fig. 7.7.

TABLE 7.2 – Characteristics of the different features identified in ISS, VIMS and RADAR datasets and corresponding interpretations on the geomorphological map (Fig. 7.8).

Geomorphological units	ISS	VIMS	RADAR
A : Liquid-covered floor	I1 : dark area	V1 : dark area at all wavelengths, containing channels	R1d : uniformly dark area
B : Exposed (wet) floor			R1b : brighter parts of Ontario Lacus with salt-and-pepper texture with channels
C : Past flooded area	I2 : quite dark area	V2 : quite dark area at 5 μm ; brown on the T51 RGB false color composite	R2 : Rough terrains surrounding Ontario Lacus' eastern and southern borders
D : Past shorelines			R2l : lines along the eastern border of Ontario Lacus, in unit R2
E : Lunette dunes (?) Evaporitic deposits (?)	I4 : infrared neutral area	V3 : bright strip at 5 μm , east of Ontario Lacus	R4 (R4l : brighter / R4d : darker) : moderate σ^0 surroundings of Ontario Lacus. Area containing channels and small isolated lakes
F : Alluvial plain		V4 : infrared neutral area	R5 : very bright terrains with triangular facets, northwest and northeast of Ontario Lacus
G : Mountains		V6 : linear bright feature at 5 μm and in the T51 RGB color composite	R6a : linear feature in mountains (unit R5)
H : Intramountain valley		V4 : infrared neutral area	R6b : light grey terrains around mountains and on valley floors
I : Mountains pediments			

7.5.1 Units A and B : Depression floor

The depression floor appears as the dark features I1 and V1 in infrared data, and R1d and R1b in RADAR data. While nothing shows up inside I1 in the ISS image, striking linear features resembling channels appear in the southern corner of the VIMS T38 processed mosaic (Fig. 7.5a). Because VIMS is able to see only the top few tens of microns below the surface, the visibility of the channels in VIMS images implies that this part of the depression was not liquid-covered at the time of this observation, except for the channels themselves. This part of Ontario Lacus was most probably soggy, since [Clark *et al.* \(2010\)](#) found that the spectral properties of soggy surfaces are consistent with the low w values recorded by VIMS on Ontario Lacus. Unfortunately, the spatial resolution of T51 VIMS data is not sufficient to see whether or not these channels are still present 17 months after the T38 observation. However, these channels can be seen in the R1b region in the RADAR data, at the same location, 2 years later. They appear darker than their surrounding (R1b), are therefore smoother and most probably filled by liquids.

It should be noted that in some terrestrial examples, surface currents can produce such “channels” within liquid layers, in very specific contexts (such as particles transported by surface currents in estuaries). However, due to their identical location at a 2-years interval both in VIMS and RADAR data, we do not favor this hypothesis. Our interpretation that they are liquid-filled channels running on the exposed floor of Ontario Lacus is consistent with the fact that they appear uniformly dark on RADAR images, whereas their surrounding (R1b) is brighter and displays a diagnostic salt-and-pepper texture.

The depression floor can be subdivided in two regions in RADAR data. R1d, mostly located in the northern central part of Ontario Lacus, displays a radar very uniform and low signal, which is consistent with a quiescent liquid coverage. R1b, located around R1d, appears brighter than R1d and in the same locations both in T57-58 and T65 mosaics, taken at a 6 months interval. R1b, displaying a salt-and-pepper texture in the same areas at two different dates, and containing channels that can be detected in both infrared and radar data, is therefore interpreted as the exposed floor of Ontario's depression. The low w and σ^0 values recorded over R1b suggests that this depression floor is composed of a smooth liquid-hydrocarbon saturated substratum. A liquid-hydrocarbon layer would thus cover about 53 % of the liquid-saturated substratum, of which almost 70 % is located in the northern part of Ontario Lacus.

The alternation of R1b (exposed floor) and R1d (liquid-covered floor) along the track of the altimetric profile is consistent with the existence on the depression floor of small-amplitude undulations in altimetry data (Fig. 7.7). These undulations are smaller in amplitude than the theoretical error on absolute elevation given by the “height span of backscatter distribution” profile. However, they are spatially correlated to R1b-dominated regions whereas they are almost absent in R1d. If this correlation is significant, it is consistent with the interpretation that the depression floor is exposed on topographic highs (R1b), whereas it is covered by liquids in topographic lows (R1d). This suggests the existence of an alkanofier close to the topographic surface, thus saturating in liquids the subsurface. The alkanofier level would stand above the topographic surface in topographic lows, whereas it would remain underground below topographic highs (Fig. 7.8).

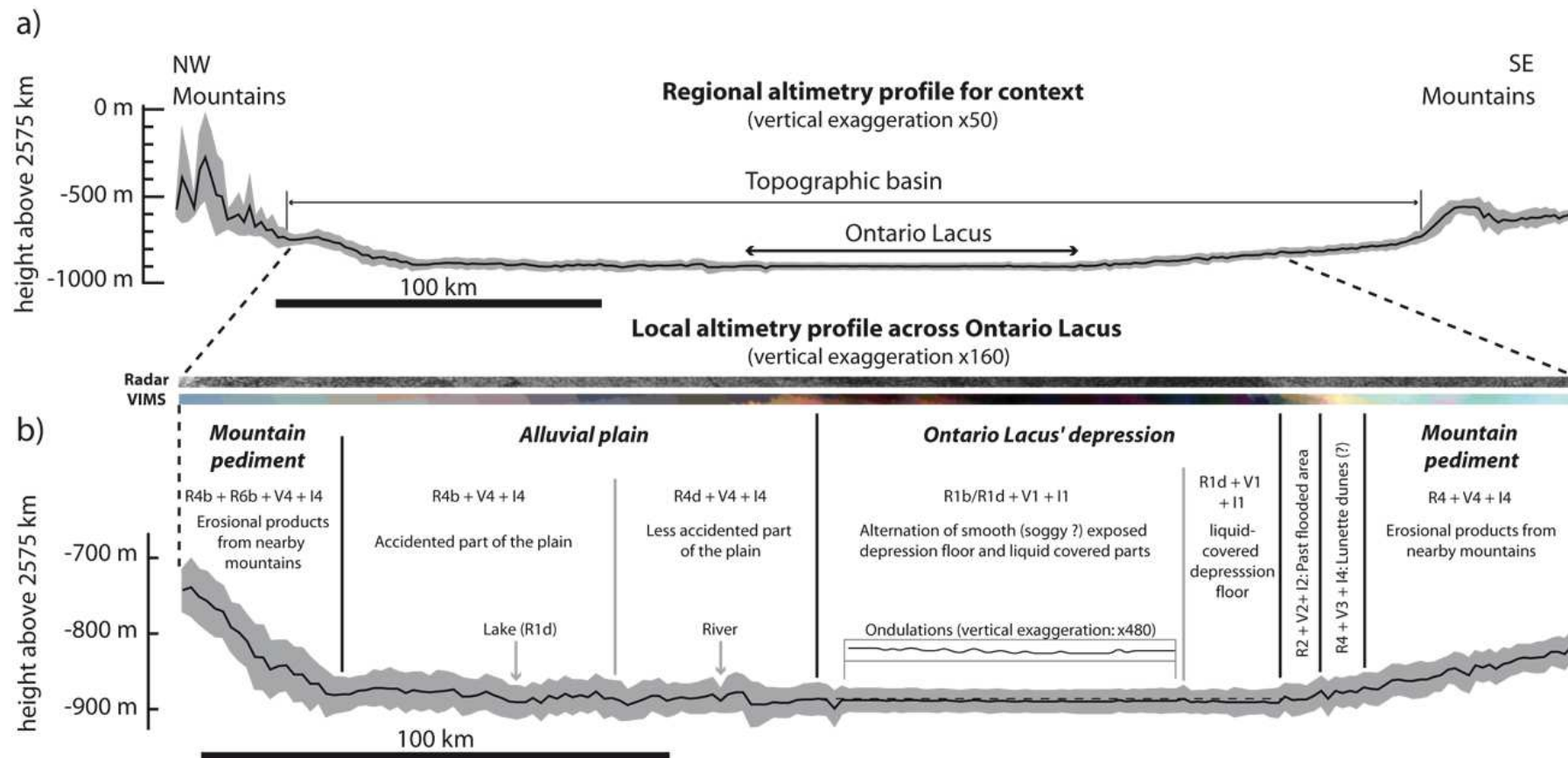


FIGURE 7.7 – T49 altimetric profile acquired in December 2008 across Ontario Lacus. **a)** Regional altimetric profile for context. **b)** Local altimetric profile centered on Ontario Lacus' area covered in the images of Fig. 7.2, with geomorphological units and interpretations. An estimate of the error in altitude is given in grey (see Section 7.2.3). The location of the profile is indicated on Fig. 7.6. Because the area is extremely flat, the altimetric profile is reported with a vertical exaggeration of $\times 50$ for the context profile and of $\times 160$ for the local profile. VIMS T51 and RADAR T57-58-65 tracks corresponding to the T49 altimetry track are shown for comparison. Dashed line on the local profile joins the borders of Ontario Lacus and underlines the depression.

7.5.2 Units C and D : Past flooded area and associated shorelines

V2, also corresponding to R2 and I2, is mainly visible in the southern part of Ontario Lacus. This feature does not display a sharp boundary with R1b, as would be expected for a sharp transition between a smooth (liquid) and a rough (solid) surface. Altimetry data show that V2 is located a few meters (about 3 - 4 m) higher than the rest of Ontario Lacus. This difference in elevation is smaller than the theoretical error on absolute elevation, comprised between 18 and 22 m in this part of the profile (Fig. 7.7). However, this change in elevation correlates with the limit between V1 and V2, I1 and I2 and R1b and R2. We therefore hypothesize that a bank-shaped transition between the depression and the surroundings is present at this location.

Linear features (unit R2l) are observed in R2, along the eastern border of Ontario Lacus. These features resemble past shorelines, as previously mentioned by [Wall *et al.* \(2010\)](#). Therefore, V2 (also corresponding to R2 and I2) is interpreted as a past flooded area bearing witness of past high stand level of the liquids. This confirms the expected vertical motion of the alkanofor table over the time in a lake environment.

7.5.3 Unit E : Lunette dunes ? Evaporitic deposits ?

The types of margin as seen around the depression's borders differ strongly in their shape in map view. The eastern border is convex and significantly smoother than the concave western one. V3 is located along the smooth and convex border. Altimetry data (Fig. 7.7) show that this unit is associated with slight topographic bumps that are 2 to 4 km-wide and 7 to 14 m-high. Once again, these values are contained within the theoretical absolute error bars on the altimetric profile. However, since they correlate with distinct objects seen in images, they may have a significance. We therefore tentatively interpret these features as meter-scale bumps of unknown amplitude.

In numerous instances on Earth, similar topographic bumps along convex borders of asymmetric depressions lying in flat regions correspond to dunes formed by accumulation of sediments provided by wind deflation over depression floors. These are called lunette dunes. It has been demonstrated that asymmetries in the shape of these depressions are due to the effect of wind blowing from their concave and rough border towards their convex and smooth border ([Goudie et Wells, 1995](#)). The interpretation of V3 as lunette dunes could pertain to the case of Ontario Lacus, since Global Circulation Models (GCMs) predict that regional winds in this region blow from the SSW to the NNE ([Tokano, 2008](#)).

[Lorenz *et al.* \(1995\)](#) computed the minimum wind friction speed to carry Titan's surface particles in saltation and found it is equal to $0.03 - 0.04 \text{ m.s}^{-1}$ for particles with a diameter of 200 - 300 μm . Using a logarithmic wind profile ([Tokano, 2008](#)), it corresponds to a wind speed of $0.73 - 0.98 \text{ m.s}^{-1}$ at 90 m from the surface. [Lorenz *et al.* \(2010b\)](#) showed that the near-surface wind speed over Ontario Lacus, calculated at this altitude of 90 m using the TitanWRF model, can exceed the 0.73 m.s^{-1} lower threshold value during several terrestrial years ($200^\circ < L_S < 300^\circ$). This wind speed could even exceed the 0.98 m.s^{-1} upper threshold value, with wind speed peaks equal to $1.5 - 2.0 \text{ m.s}^{-1}$ in early southern summer ($200^\circ < L_S < 240^\circ$). Therefore, such wind speeds would be able to carry episodically in saltation particles with a diameter equal or even coar-

ser than 300 μm . Whatever the size of the potentially transported particles, their deposition would occur just behind the downwind border of the depression, where wind speed decreases due to the abrupt change in roughness that occurs there between the depression floor and its surroundings.

An alternative explanation is that this 5 μm bright strip is formed by evaporitic deposits, in accordance with [Barnes *et al.* \(2009a\)](#) interpretation of V3 as a “bathtub ring” witnessing past high-stand liquid levels. Such kind of deposits has also been potentially identified by [Barnes *et al.* \(2011a\)](#) with VIMS data in and around some of Titan’s northern lakes.

7.5.4 Unit F : Alluvial plain

According to altimetry data (Fig. 7.7), Ontario Lacus is located in a topographic basin composed of I4, V4, R4b and R4d. The difference in elevation in this region does not exceed 200 m over more than 330 km from the lowest parts of the depression floor to the highest parts of the basin. Some parts of the basin appear brighter (R4b) than others (R4d) in the RADAR images. Because of the flat topography, this difference is most probably due to the roughness or the composition of the terrains. Channels and small rounded lake-like features in RADAR images (Figs. 7.2d and e) suggest that this area is an alluvial plain.

7.5.5 Units G and H : Basement outcrops in mountains and associated valleys

The alluvial plain is surrounded by mountains about 500 m-high according to altimetry data (Fig. 7.7). These mountains are also visible in the RADAR data (R5) thanks to their high σ^0 values compared to those of the plain (Figs. 7.2d and e). Dendritic valleys appear in the RADAR data within these mountains and clearly underline the existence of relief. Surprisingly, the mountains do not appear distinctly from the plain in the ISS and VIMS data. The valley seen in VIMS data is underlined as unit H in Fig. 7.8.

7.5.6 Unit I : Mountain pediment and valley sedimentary fills

Radar-bright materials are present around mountains (R6b) and on the floor of valleys (R6a) incised in mountains. These radar-bright materials can be interpreted as sedimentary accumulations composed of erosional products from mountains. The sedimentary fill of the valley located at 70.5 °S and 180 °E in the RADAR image is also visible as V6 in the VIMS T51 false color composite. It is connected to V3. This 5 μm -bright area would therefore correspond to a sedimentation area partially fed by erosional products transported from the nearby mountains to the depression border.

7.5.7 Synthesis

We interpret Ontario Lacus as a nearly flat-floored depression. Areas that are uniformly dark on SAR images (R1d, mostly located in the northern part of the depression) would correspond to the lowest regions of this depression, where the level of an “alkanofer” would rise above the topographic surface, thus covering the depression floor with a thin liquid layer. Areas that are

brighter in the RADAR images and have a salt-and-pepper texture (R1b, mostly located in the southern part of the depression) would correspond to slightly higher regions where the relative level of the “alkanofer” is too low to rise above the topographic surface but saturates the substratum in liquids. Wet sediments would thus be exposed in these regions. Channels can be seen in infrared and radar data in these parts of Ontario Lacus. Interestingly, the liquid-covered portions and the exposed portions of the depression floor cannot be differentiated on ISS and VIMS images. This can be explained by the fact that a saturated medium can produce very low w values, similar to those of a liquid-covered area (Clark *et al.*, 2010). This hypothesis of a partially liquid-covered flat-floored depression is supported by the terrestrial analog that will be discussed in Section 7.6.

R2, V2 and I2 are interpreted as a past flooded area where past shorelines can be seen. Their presence is the witness of the vertical motion of the alkanofers over the time. V3 is tentatively interpreted either as dunes, which will be compared with terrestrial analogs in Section 7.6, or as evaporitic deposits, following Barnes *et al.* (2011a). Ontario Lacus lies in an alluvial plain (I4, V4, R4b and R4d) associated with channels and small isolated lakes visible in the RADAR images. R4d and R4b differ because of their respective topography and/or roughness and/or composition. The alluvial plain is surrounded by mountains (R5), in which valleys (V6 and R6a) carry erosional products (V6 and R6b) provided by the mountains towards the eastern border of the depression.

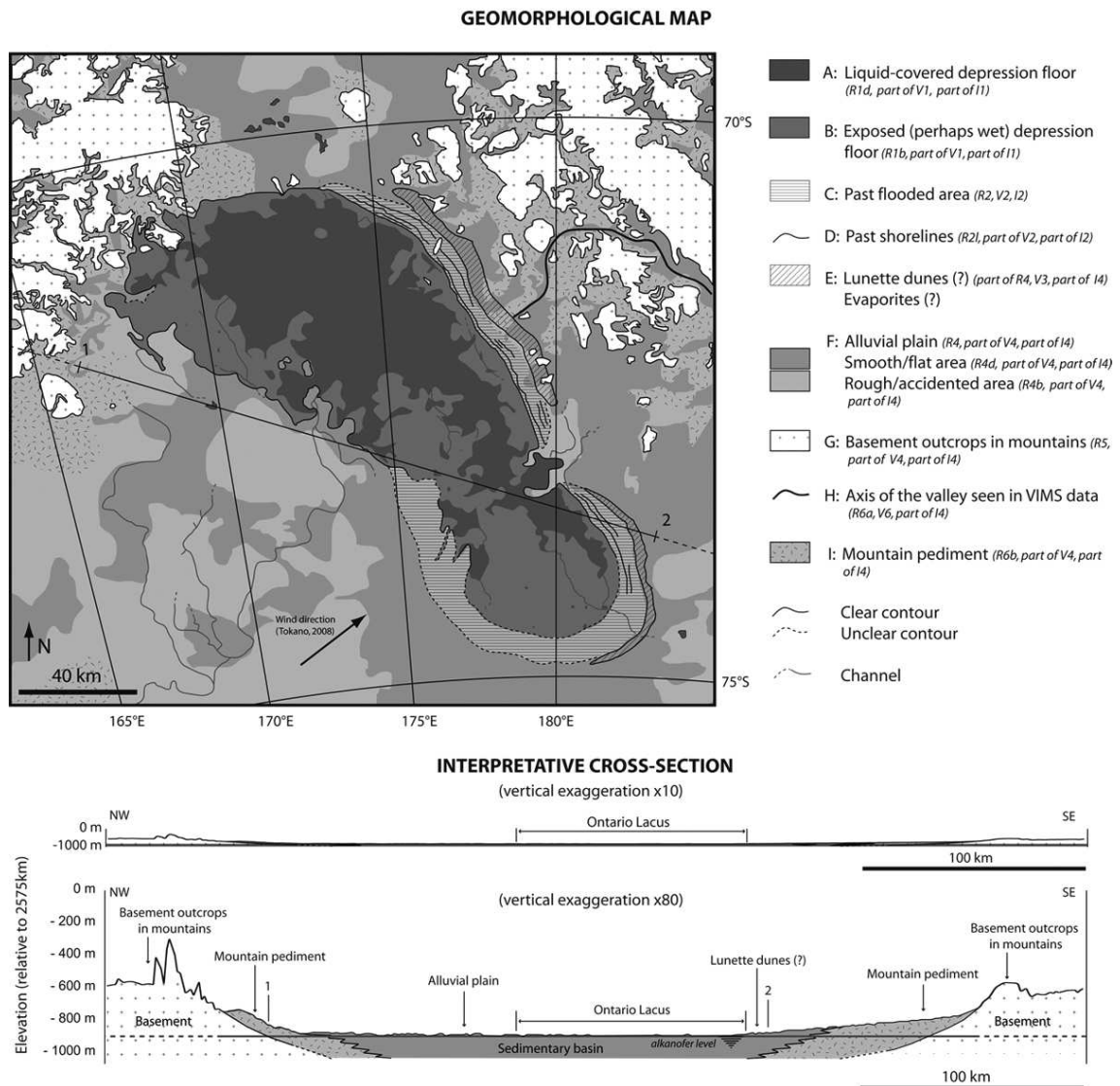


FIGURE 7.8 – Interpretative geomorphological map and cross-section of Ontario Lacus on Titan. Ontario Lacus is interpreted as a partially liquid-covered flat-floored depression, lying in an extremely flat sedimentary basin surrounded by small mountains ridges few hundred meters high. In such a topographically flat context (see the upper cross section, represented with a vertical exaggeration of only $\times 10$), the alkanofer level might be close to the surface in order to inundate only portions of Ontario Lacus where it lies above the topographic surface. In other locations, the alkanofer might lie slightly below the topographic surface, as indicated by the presence of small lakes and channels around Ontario Lacus.

7.6 Comparison with a terrestrial analog : the Etosha Pan, Namibia

[Lorenz *et al.* \(2010a\)](#) previously suggested an analogy between Ontario Lacus and the Racetrack Playa ephemeral lake in the Death Valley National Park (USA) due to similar flat topography of the depression and expected climate. However, the Racetrack Playa, 4 km-long and 2.5 km-wide, is significantly smaller than Ontario Lacus. Furthermore, it is located on the floor of a 5 to 6 km-wide closed valley bordered by 500 m-high mountains. Topographic slopes are therefore much steeper in the region of Racetrack Playa than around Ontario Lacus. Since surface geomorphic processes highly depend on topographic slopes and basin sizes, we discuss here the analogy with other terrestrial landforms, the sizes and slopes of which are more similar to these of Ontario Lacus. These landforms are located in the Owambo Basin (Namibia) and have already been suggested as analogs for Titan's lakes by [Bourgeois *et al.* \(2008\)](#). Landforms in the extremely flat and semi-arid Owambo Basin include a striking number of similarities (shape, size, topography of the basin in which they lie, climate) with those described above for the region of Ontario Lacus.

7.6.1 Regional topography and geology

The Owambo intracontinental sedimentary basin is the western extension of the Kalahari Basin in northern Namibia and southern Angola (Fig. 7.9). It is approximately circular with a diameter of 750 km. Its topographic surface is an extremely smooth and flat alluvial plain, with elevations varying gently from 1080 m in its southern central part to 1350 m at its periphery. An endorheic hydrological network drains the outer parts of this alluvial plain towards its southern central part ([Marsh *et Seely*, 1992](#); [Christelis *et Struckmeier*, 2001](#); [Mendelsohn *et al.*, 2002](#); [Miller *et al.*, 2010](#)).

The Owambo Basin is filled with poorly consolidated Cretaceous and Cenozoic aeolian, lacustrine and fluvial clays, silts and sandstones of the Kalahari formation. These sediments have a maximal thickness of 300 meters in the central part of the basin, and they decrease in thickness toward the periphery. They rest on a basement composed of consolidated Precambrian to Jurassic sedimentary and volcanic rocks overlying Precambrian metamorphic rocks. The basement crops out in various mountain ranges, up to 1600 meters in elevation, that encircle the southern, western and northern parts of the basin ([Miller, 1997](#)). Wide pediments composed of erosional products from these mountain ranges have developed along the borders of the sedimentary basin.

In the southern part of the Owambo Basin, a superficial layer of soluble calcrete, a few tens of meters in maximal thickness, covers the surface of the Kalahari sediments. This calcrete layer has formed by evaporation of groundwater and precipitation of dissolved calcium carbonate in the pore space of the Kalahari sediments and at their surface. The thickness of this calcrete layer decreases northward across the basin, because the calcium required for its formation is provided mostly by groundwaters circulating from the calcareous and dolomitic Precambrian basement of the Otavi mountain range, south of the basin, towards the central part of the basin ([Christelis *et Struckmeier*, 2001](#); [Miller *et al.*, 2010](#)).

The extremely flat topography of the Owambo Basin (regional slope gradients of 200 m over

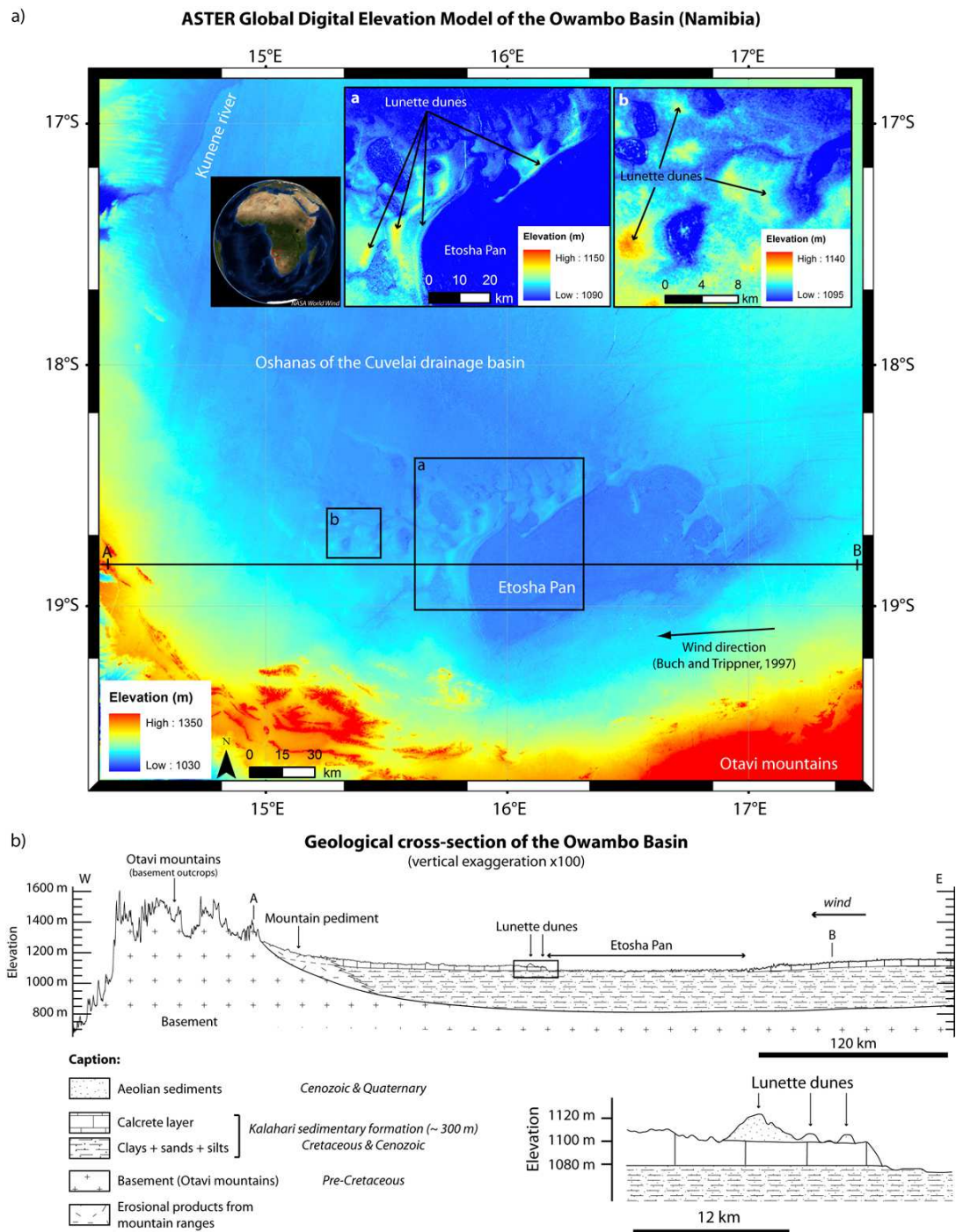


FIGURE 7.9 – **a)** Digital Elevation Model of the Etosha region derived from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. Elevation difference between pan floors and the regional topographic surface of the Owambo Basin is at most few meters. **b)** Geological E-W cross-section across the Owambo basin and the Etosha Pan (vertical exaggeration : $\times 100$). Pans are flat-floored depressions developed at the expense of a superficial calcrete layer covering poorly consolidated sediments of the Kalahari formation. The water table rests generally close to the base of the calcrete layer and below pan floors. Lunette dunes appear as topographic ridges, a few meters high and a few hundred meters wide, located downwind from the western border of pans.

more than 500 km) is very similar to that of the plain around Ontario Lacus (regional slope gradients of 200 m over more than 330 km). The Owambo Basin is also similar to the plain around Ontario Lacus in that it is drained by an endorheic hydrographic network converging towards its central part and surrounded by basement mountains projecting a few hundreds meters above the plain and their associated pediments (Fig. 7.9). The cross-sectional geology of the Owambo Basin (Fig. 7.9b) is also very similar to the cross-sectional geology inferred from our interpretative geomorphological map of the region of Ontario Lacus (Fig. 7.8).

7.6.2 Climate and hydrogeology

The climate over the Owambo Basin is arid to semi-arid, with an average annual rate of potential evapotranspiration (comprised between 2100 and 2500 mm/yr) that greatly exceeds the average annual rate of rainfall (comprised between 300 and 550 mm/yr) (Marsh et Seely, 1992; UNEP, 1992; Mendelsohn *et al.*, 2002). During rainfalls, as much as 83 % of the water falling on the ground directly evaporates back into the atmosphere, 15 % infiltrates the ground towards the aquifer and 2 % runs in the surface hydrographic network. From the 15 % that infiltrates the ground, 14 % is evapotranspired back into the atmosphere later and 1 % percolates through the underground aquifer and eventually reaches the hydrographic network (Marsh et Seely, 1992). As a conclusion, only 3 % of the total amount of rainfall ultimately circulates in the hydrographic network.

These climatic and hydrogeological conditions have striking similarities with those that can be expected at Ontario Lacus. Modeling of hydrocarbon condensation and rainfalls in Titan's atmosphere (Toon *et al.*, 1988; Lorenz, 1993, 2000; Tokano *et al.*, 2001a; Rannou *et al.*, 2006; Graves *et al.*, 2008; Mitchell *et al.*, 2009; Schneider *et al.*, 2012), morphological comparisons of channels observed on Titan's surface with terrestrial flash floods channels and desert washes (Lorenz *et al.*, 2008a), and observations of rapid surface changes associated with cloud activity (Turtle *et al.*, 2011b) consistently suggest that torrential rainstorms of liquid hydrocarbons may occur sporadically on Titan (Atreya *et al.*, 2009).

Mitri *et al.* (2007) computed a rough estimate of the precipitation rate on Titan's surface equal to 40 mm per Earth year. Based on the ethane photochemical production rate estimated by Atreya *et al.* (2006), Graves *et al.* (2008) computed even smaller precipitation rates (comprised between 0.63×10^{-4} and 5 mm per Earth year). More recent Global Circulation Models (Schneider *et al.*, 2012) suggest methane precipitation rates up to 1 m per Earth year during one third of Titan year with, as it is the case for the Owambo basin, a large fraction of the methane evaporating back into the atmosphere. On the other hand, evaporation rates have been estimated to be comprised between 10 mm (Lorenz et Sotin, 2010) and 10 m (Mitri *et al.*, 2007) per Earth year. Though these values are still rough estimates (because of our incomplete knowledge of key parameters such as the lake liquid exact composition and the influence of surface winds), they are consistent with the hypothesis that potential evaporation rates exceed precipitation rates in many regions of Titan. Hence it is reasonable to assume that the hydrocarbon cycle at Ontario Lacus is somehow similar to the water cycle that exists in arid to semi-arid regions of the Earth, but with longer timescales.

7.6.3 Landforms : pans, lunette dunes, shorelines, channels and deltas

The southern part of the Owambo Basin is dotted with dozens of so-called pans : these are closed, steep-sided, flat-floored depressions with lobate contours, one to tens of kilometers wide and a few meters deep at most. The largest pan, namely the Etosha Pan, is as large as 120 km in length and 60 km in width, but it is only 15 to 20 m in depth relative to the surrounding plain (Fig. 7.9). It is similar to Ontario Lacus in shape and in size (Figs. 7.8 and 7.9).

Pan floors are extremely smooth, silty, clayey and evaporitic surfaces. Relict rounded boulders of calcrete resting on these floors in the outer parts of pans provide evidence that pans have developed at the expense of the calcrete layer, by radial regressive dissolution of their borders (Lowenstein et al., 1985; Shaw et al., 2000; Bourgeois et al., 2008; Miller et al., 2010; Bowen et al., 2012). This interpretation is consistent with the facts that pans have formed only in those portions of the Owambo Basin where the calcrete layer is present and that pan floors are generally located at the same elevation as the base of the calcrete layer.

Throughout most hydrological years, the underground water table lies a few decimeters to a few meters below pan floors (Christelis et al., 2001). These therefore remain exposed and dry for decades. Only during exceptionally wet years with heavy rainfalls over the Owambo Basin does the underground water table rise a few centimeters above the topographic surface in the lowest parts of the pans, thus covering these parts with a few centimeters of surface water (Christelis et al., 2001). Even during these scarce flooding episodes, wide regions of pan floors remain exposed and dry or at most wet, because they stand topographically a few decimeters above the rest of the pan floors.

The shape of most pans is asymmetric : their upwind eastern contour is either concave, sinuous or triangular, whereas their downwind western contour is smooth and convex. This asymmetry is comparable to the asymmetry of Ontario Lacus contours. It has been attributed to some effects of winds on the development of pans (Goudie et al., 1995).

Downwind from their western edges, most pans are bordered by lunette dunes ; these are linear accumulations of aeolian sediments provided by wind deflation over desiccated pan floors (Goudie et al., 1995; Marker et al., 1995; Buch et al., 1997; Shaw et al., 2000; Bowen et al., 2012). Lunette dunes are generally arranged in sets of ridges parallel to pan edges, a few meters high at most and a few hundred meters wide, resting on the calcrete layer that borders the pans (Fig. 7.9). These dunes are similar in cartographic shape, in size and in location, to V3 along the eastern border of Ontario Lacus.

Sets of concentric lines, barely discernible in the topography but underlined by vegetation, are located between the floor of the Etosha Pan and the lunette dunes of its western border. These closely resemble lines visible in RADAR images of Ontario Lacus (R21) and have been interpreted as past shorelines bearing witness of extreme flooding events that covered the whole area of the pan in the past (Hipondoka, 2005; Miller et al., 2010).

The alluvial plain around the Etosha Pan is drained by channels, locally named oshanas, a few meters deep and a few hundred meters wide. These channels form a dense network in the northern part of the basin and are much scarcer in its southern part. As for the pans, they are generally dry

and their floors are exposed. Only during heavy rainfalls do they fill up and drain surface waters towards the Etosha Pan (Marsh et Seely, 1992; Christelis et Struckmeier, 2001; Mendelsohn *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2010). These channels might constitute good analogs for channels visible in RADAR images on the alluvial plain surrounding Ontario Lacus (R4).

Peninsulas are visible at the junction between some oshanas and the Etosha Pan. These are parts of delta lobes composed of sediments provided by oshanas during flooding events (Hipondoka, 2005; Miller *et al.*, 2010). They are strikingly similar in shape to peninsulas visible along the western and eastern borders of Ontario Lacus, which have also been interpreted as delta lobes by Wall *et al.* (2010).

7.6.4 Cross-comparison of infrared and radar images over the Etosha pans

Figure 7.10a shows a MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) RGB color composite image of the Etosha Basin acquired in October 2004. MODIS acquires images in 36 bands ranging from 0.4 to 14.4 μm with a theoretical spatial resolution comprised between 500 m (spatial sampling equal to 250 m/pixel) and 2 km (spatial sampling equal to 1 km/pixel). Channels used to produce the image presented in Fig. 7.10a are : band 7 (from 2.105 to 2.155 μm) as red, band 2 (from 0.841 to 0.876 μm) as green and band 1 (from 0.620 to 0.670 μm) as blue. With this band combination, blue regions in the images correspond to free water (and also clouds if present). In October 2004, the Etosha Pan is almost dry, showing only very localized areas covered by water in its deepest parts (due to rainfalls in September and October 2004). Most of the other pans are almost dry. The Natukanaoka Pan, located northwest of the Etosha Pan (zooms displayed in insets on Fig. 7.10), contains water only in its southern part.

Figure 7.10b shows an Envisat Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) image of the same area acquired the same day. ASAR acquires images in C-band ($\lambda=5.66$ cm, $f=5.3$ GHz) with a spatial resolution of 150 m (spatial sampling equal to 75 m/pixel) and an incidence angle varying from 28° to 41°. This image is in HH polarization and has been acquired with an ascending pass. Pans appear dark in this image as is well exemplified by the two widest pans : the Etosha Pan and the Natukanaoka Pan. This is due to the fact that their floors are smooth over their whole extent at the RADAR wavelength, even though they are not covered by a liquid layer. This smoothness of pan floors is illustrated in Fig. 7.11, which is a picture taken along the Etosha Pan border in July 2008, and where a specular reflection is seen on the exposed pan floor.

The composition of surface materials differs between the Earth and Titan. Therefore, the respective signatures of liquids and solids on radar and infrared images undoubtedly differ between the Earth and Titan. These issues are discussed in details in Sections 7.7.1 and 7.7.2. Still, the comparison between optical and radar satellite images of the Owambo Basin illustrates the fact that smooth solid surfaces, such as those of exposed pan floors, can appear as dark as liquid surfaces in SAR images even though they are not covered by liquids. Smooth and fine-grained surface materials might constitute relevant physical analogs for the Unit B in Ontario Lacus, and have been already proposed by Lorenz *et al.* (2008b) to explain the radar-dark signature of Titan's meandering channels. They have also been invoked by Lorenz *et al.* (2010a) when comparing Ontario

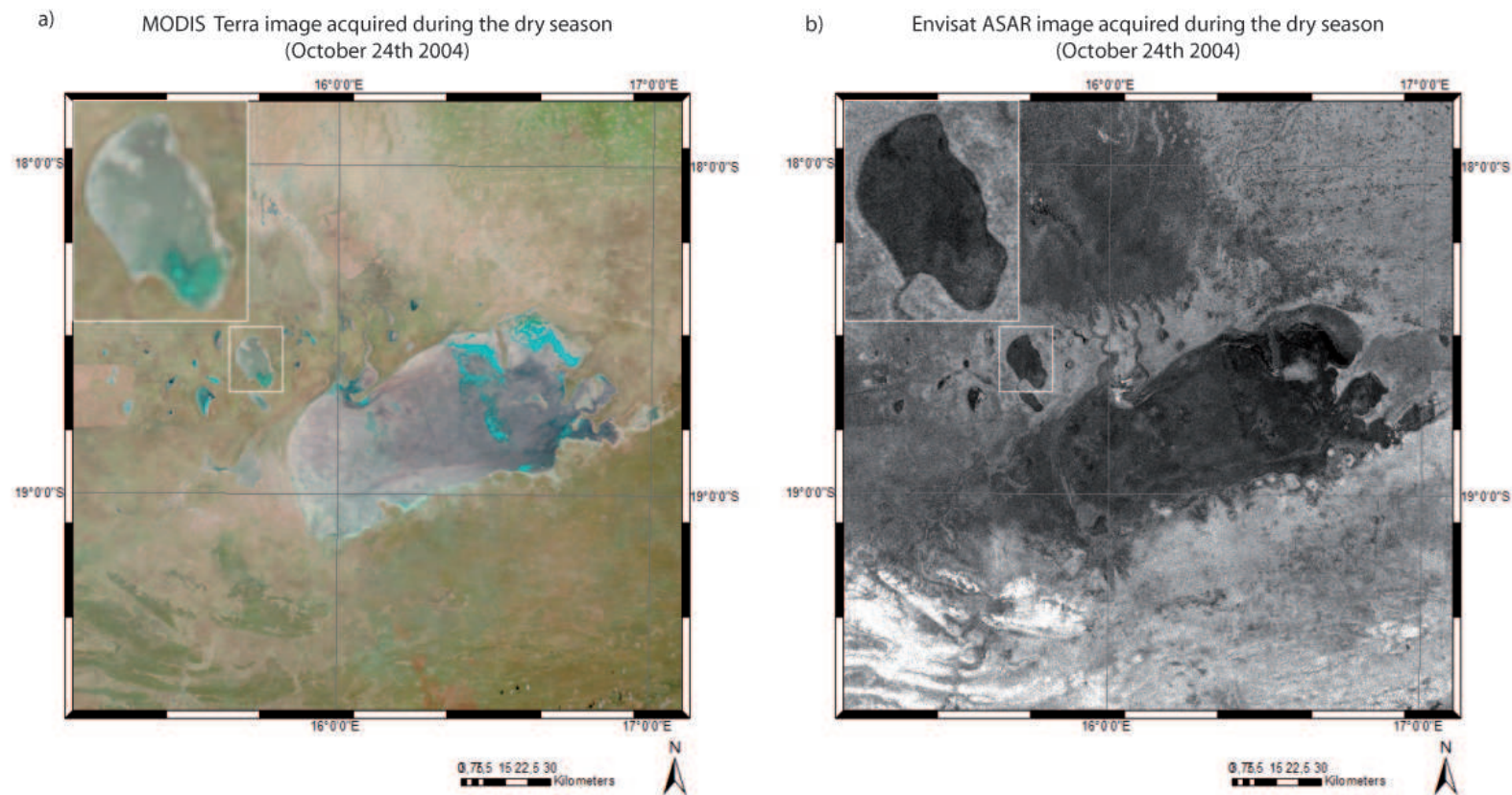


FIGURE 7.10 – Liquid-coverage of the Etosha pans. **a)** MODIS image (R : $2.1 \mu\text{m}$, G : $0.8 \mu\text{m}$, B : $0.6 \mu\text{m}$) taken on October 24th 2004. Blue areas correspond to flooded regions. A local zoom on the Natukanaoka Pan is shown as an inset in both the radar and infrared images. These zooms illustrate well the general smoothness of pans floors. **b)** Radar Envisat ASAR image showing topography, roughness, dielectric constant contrasts between the Etosha region terrains on the same day at the end of the dry season. Smooth terrains are dark (pan floors, oshanas) whereas rough terrains are grey and mountainous regions are white. Credits : ASAR, data provided by the European Space Agency © ESA 2009, ESA ® ; MODIS, data provided by the National Aeronautics and Space Agency NASA/GSFC, MODIS Rapid Response.



FIGURE 7.11 – Exposed floor of the Etosha Pan during the dry season in July 2008. A specular reflection can be seen, even though the pan is not covered by a liquid layer. Credits : LPGNantes.

Lacus with the Racetrack Playa.

Channels and depressions are visible on the exposed pan floors on both MODIS and ASAR images (Fig. 7.10). These might constitute relevant analogs for channels and depressions observed both on VIMS and RADAR images on the floor of Ontario Lacus (Fig. 7.5), which underline the fact that Ontario Lacus is exposed over half its surface area (R1b) and covered by a thin liquid layer in its deepest parts (R1d).

7.7 Discussion

7.7.1 Entire or partial coverage of Ontario Lacus' floor ?

Hayes *et al.* (2010) suggested a geomorphological interpretation, consistent with SAR and altimetry RADAR data, whereby the floor of Ontario Lacus is entirely covered by simple liquid light hydrocarbons. They tentatively determined its near-shore bathymetry and liquid loss tangent (found to be consistent with a composition dominated by liquid hydrocarbons) under the following assumptions : (1) there is no break-in-slope at the shoreline of Ontario Lacus, (2) the real part of the liquid dielectric constant is equal to that of Liquefied Natural Gas (LNG) measured by Paillou *et al.* (2008b) (i.e. $\epsilon' = 1.75$); and (3) the observed exponential decay results from the absorption of microwaves by a liquid medium that deepens linearly with distance from the local shoreline.

However, the composition of surface liquids and solids on Titan is still a matter of intense debate, on both theoretical (Dubouloz *et al.*, 1989; Mitri *et al.*, 2007; Cordier *et al.*, 2009) and observational (McCord *et al.*, 2006; Brown *et al.*, 2008; McCord *et al.*, 2008; Clark *et al.*, 2010; Moriconi *et al.*, 2010) grounds. In particular, the liquids may be much more complex than simple light hydrocarbons and may include several dissolved compounds (see Section 7.7.3) (Dubouloz *et al.*, 1989; Raulin, 2008; Cordier *et al.*, 2009; Lorenz *et al.*, 2011a), suspended particles such as tholins formed in Titan's atmosphere (Khare *et al.*, 1984a; Israel *et al.*, 2005; Carrasco *et al.*, 2009), or other complex molecules (Clark *et al.*, 2009; Lorenz *et al.*, 2011a). Laboratory measurements of the dielectric properties of these complex materials are still lacking, but they are potentially much more absorbing to microwaves than simple light hydrocarbons (Sen *et al.*, 1992).

Based on a terrestrial analog, we suggest here an alternative geomorphological interpretation where Ontario Lacus is a flat depression lying in a flat sedimentary basin. This interpretation does not require any assumption on the composition of liquids and solids at the surface of Titan. According to our interpretation, Unit A (corresponding to the darkest parts of Ontario Lacus in RADAR images, R1d), is covered by liquids because the radar backscatter recorded over this unit is below the noise-level, and likely attributable to a combination of specular reflection and absorption in these liquids. This hypothesis is inconsistent with a composition dominated by simple liquid light hydrocarbons according to the penetration depth of microwaves in these materials (Paillou *et al.*, 2008b; Hayes *et al.*, 2010) or requires that the liquid layer is deep enough so that microwaves do not probe the floor. However, it might be consistent with more complex liquid compositions, involving dissolved or suspended materials.

By contrast, Unit B (corresponding to brighter areas on RADAR images, R1b) is interpreted as the flat exposed floor of Ontario Lacus because channels are visible in this unit on both RADAR and VIMS images acquired at different dates. Consistent with this interpretation is the fact that the average radar backscatter over R1b is low but not null (Fig. 7.12). This low residual radar backscatter is attributable to quasi-specular reflection on Ontario Lacus' floor or to volume scattering of microwaves in the subsurface below this floor. The diagnostic salt-and-pepper texture of these areas is attributable to speckle noise. Speckle noise is produced by mutually interfering electromagnetic waves that are scattered off of a surface that is rough on the order of the wavelength and by

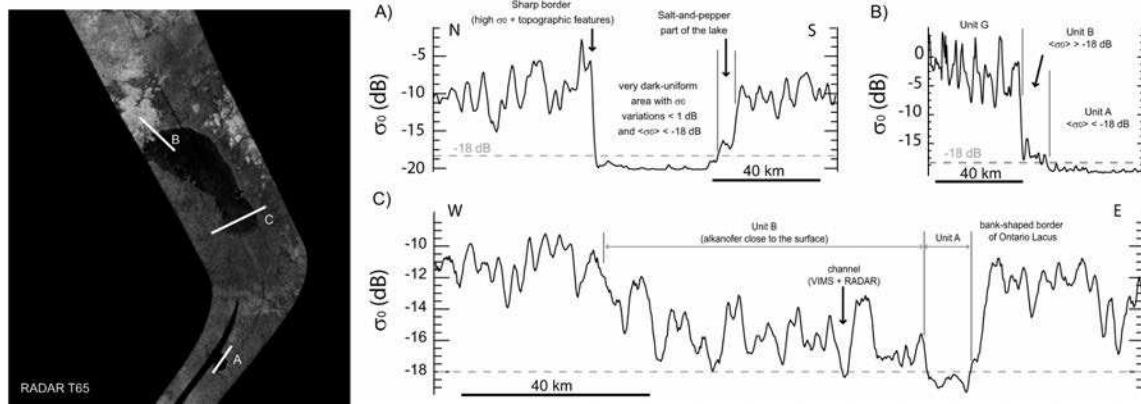


FIGURE 7.12 – Radar backscatter cross-section profiles over Ontario Lacus' region A. Profile A illustrates the radar signature of a steep-sided liquid filled lake. The areas uniformly dark have σ_0 values lower or equal to -18 dB. This value is thus interpreted as the transition between a probably soggy area and a liquid-covered area. Profile B illustrates the signal recorded in the northern part of Ontario Lacus and profile C illustrates the signal recorded in its southern part. The channel seen in VIMS and RADAR data appears as liquid-covered. Units A, B and G refer to the geomorphological units defined in Fig. 7.8.

coherent interferences between scattering centers in a volume (Hayes *et al.*, 2010). It can thus be indicative of the surface roughness and of the degree of volume scattering of an area. This texture appears in exactly the same regions, where the average radar backscatter is low but not null, in two images (T57-58 and T65) separated by a 6 months interval, and acquired with different viewing geometries. On the other hand, R1d displays this texture neither in T57-58 nor in T65. Since speckle noise is an effect of the observed surface roughness and subsurface volume scattering, not an instrumental effect (Hayes *et al.*, 2010), the lack of speckle noise on Unit A leads us to conclude that the salt-and-pepper texture observed on Unit B is characteristic of a specific geomorphological unit different from Unit A. Roughness on the order of the wavelength or significant volume scattering compared to that of Unit A could explain this difference between Units A and B.

According to our interpretation, the exponential decrease in average radar backscatter observed by Hayes *et al.* (2010) across the outer border of Unit B (Fig. 7.12) cannot be attributed to microwave attenuation through a deepening liquid medium. A similar decrease in radar backscatter is observed across the border of the Etosha Pan and the Natukanaoka Pan, at the topographic break-in-slope located between the alluvial plain and the exposed pan floors (Fig. 7.13). Therefore we suspect that differences in roughness, elevation, slope and composition (dielectric constant and microwave attenuation rate) between rough solid materials surrounding Ontario Lacus (Units C to F) and smoother (but still not liquid) materials covering its floor (Unit B) might explain the observed exponential decrease. Since surface materials are different on Titan and on Earth however, it is difficult to evaluate whether the decay observed at Ontario has the same origin as that observed at Etosha. When more constraints on the nature of Titan surface materials and on their dielectric properties are made available, it will be possible to assess more clearly the geomorphological significance of this decay, by modeling radar backscatter across a break-in-slope between

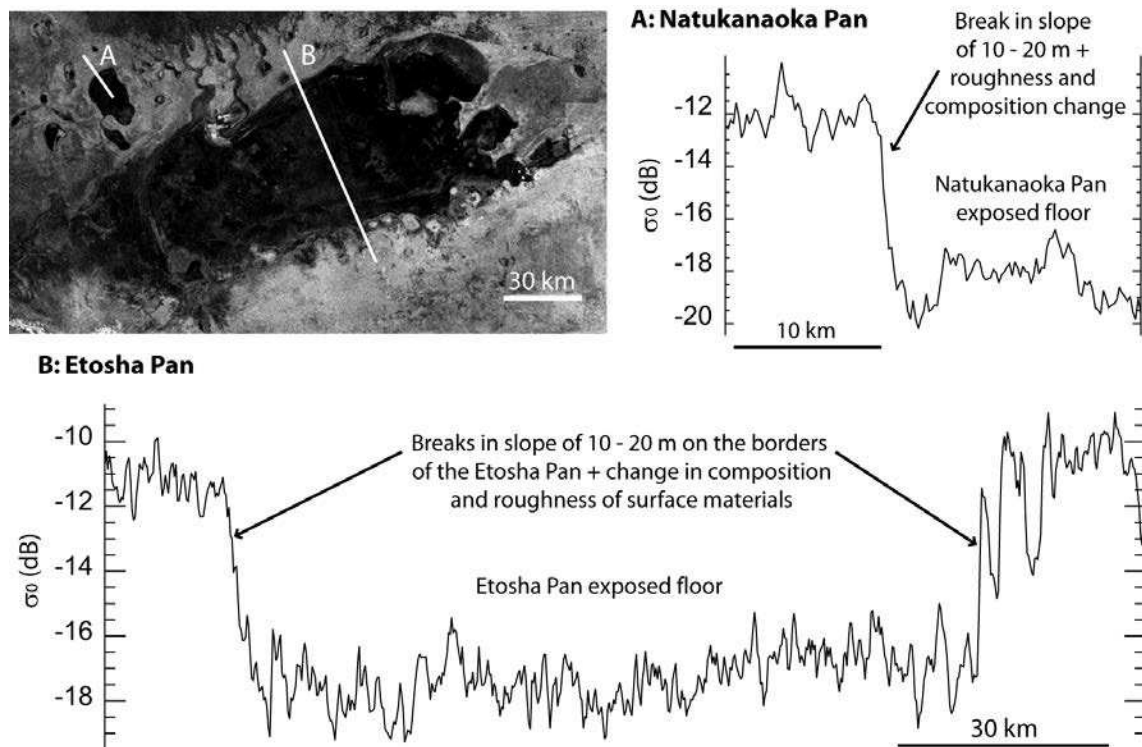


FIGURE 7.13 – Influence of the break in slope and change in composition and roughness of surface material between the alluvial plain and the exposed pan floors (for the Natukanaoka Pan and the Etosha Pan) on the radar backscatter cross-section. Credits : ASAR, data provided by the European Space Agency © ESA 2009, ESA ®, image of the 24th October 2004.

two different solid materials located at two different elevations and with two different roughnesses.

It should be noted that [Wye et al. \(2009\)](#) constrained the RMS surface height to be less than 3 mm over Units A and B and attributed such a smoothness to the presence of a quiescent liquid body covering the whole surface area of Ontario Lacus. However, according to our interpretation, the depression would not be fully covered by liquids, thus exposing a floor with a roughness lower than 3 mm. On Earth, such a surface roughness can easily be reached in semi-arid/arid environments according to measured mean RMS surface heights of depression floors that can be millimeter to sub-millimeter scale ([Archer et Wadge, 2001](#); [Shepard et al., 2001](#)).

7.7.2 Thickness of liquid coverage

The behavior of liquids and solids on Titan differs from that on Earth, and particularly at radio wavelengths. Liquid water on Earth has a high dielectric constant ($\epsilon_{H_2O} \simeq 53.98 + 34.38i$), which results in an extremely small penetration depth through a pure liquid water layer, of only few millimeters ([ASCAT, 2005](#)). On the other hand, liquid hydrocarbons potentially present on Titan's surface have dielectric constants much smaller than that of liquid water ($\epsilon_{LNG} \simeq 1.75 + 0.002i$), which result in a penetration depth of few meters depending of the nature of the liquid ([Paillou et al., 2008a,b](#)). A similar penetration depth is also found in case of Titan's relevant solid materials

(Paillou *et al.*, 2008a).

Only the dielectric properties of simple liquid hydrocarbons have been measured so far, and these do not include more complex compounds, dissolved or still under their particulate form, trapped into the liquids. These latter compounds could be responsible for less “transparent” and more absorbing liquids (Sen *et al.*, 1992). In doing so, a “thick” liquid layer would not be required to explain the quasi absence of radar signal in Unit A, while a small radar signal is recorded in Unit B. According to our interpretation, a thin liquid layer covering Unit A, the composition of which is much more complex than simple liquid hydrocarbons previously considered (Paillou *et al.*, 2008b; Hayes *et al.*, 2010), would pertain to Ontario Lacus.

7.7.3 Implications for surface processes and climate

If the geomorphological analogy between Ontario Lacus and the Etosha Pan is valid, a number of conclusions can be drawn on the geomorphological, hydrological and climatic significance of Ontario Lacus. This comparison implies that the alkanofer table would exist close to the topographic surface below Ontario Lacus and its alluvial plain (Fig. 7.8), which is consistent with Hayes *et al.* (2008) model of Titan's lakes. Small elevation differences in this environment would result in the presence of only restricted areas covered by liquids where the alkanofer table would stand above the topographic surface (Unit A in Fig. 7.8), the underlying medium being saturated by liquids. These liquid-covered areas are expressed as the liquid-covered portion of Ontario Lacus as well as small secondary lakes and channels.

The “hydrological” regime of Ontario Lacus would thus be dominated by the vertical motion of the alkanofer table rather than by surface runoff. This inference is consistent with the lack of organized “hydrographic network” at the surface of the alluvial plain and with the model developed by Hayes *et al.* (2008) describing interactions of the liquid with the subsurface. Past flooded areas (Unit C) would thus witness past high-stand levels of the alkanofer, as previously hypothesized by Barnes *et al.* (2009a).

The Namibian pans are topographic depressions formed at the expense of a surface evaporitic layer composed of calcretes, a soluble material at geological timescales. Bourgeois *et al.* (2008) previously suggested that similar surface dissolution processes could pertain to other lakes of smaller sizes in Titan's northern hemisphere. The soluble surface layer could result from the crystallization of the chemical compounds dissolved in the alkanofer during the evaporation of the liquids, in a way similar to the development of the Namibian calcrete layer (Bourgeois *et al.*, 2008). This hypothesis requires potential evaporation rates greater than precipitation rates and therefore climatic conditions close to those encountered in semi-arid regions on Earth. This is consistent with climatic models and models of liquid hydrocarbon stability at the surface of Titan in the near polar regions (Section 7.6.2).

An alternative mechanism to develop such a soluble surface layer would be the accumulation by precipitation on the ground of soluble compounds formed in the atmosphere. The estimated precipitation rates of some solid compounds supposedly implied in Titan's atmospheric chemistry support this hypothesis (Lavvas *et al.*, 2008a,b; Vuitton *et al.*, 2008; Cordier *et al.*, 2009). Soluble

compounds implied in dissolution/crystallization and precipitation processes could include hydrogen cyanide, butane, acetylene, acetonitrile, carbon dioxide and benzene (Cordier *et al.*, 2009).

Potential detection of some of these compounds from the orbit by VIMS (Clark *et al.*, 2010; Moriconi *et al.*, 2010) and identification on the ground thanks to the GCMS instrument onboard the Huygens probe (Niemann *et al.*, 2005, 2010) gives further credence to this scenario of Ontario Lacus' development by dissolution. Given this background, a plausible scenario for the development of Ontario Lacus would thus be a combination of both mechanisms with (1) formation of a soluble surface layer due to precipitation on the ground of soluble compounds formed in the atmosphere ; (2) raising of the alkanofertile table above the topographic surface of the depression during rainy events and dissolution on its borders and (3) evaporation of the liquids and crystallization of the dissolved compounds on top of the substratum (formation of the soluble surface layer) and in its pores.

7.8 Conclusion

We introduced a new method to mitigate atmospheric backscattering effects in VIMS images of Titan's surface. The method has been applied to VIMS cubes of Ontario Lacus, a lake located at high southern latitudes, where strong backscattering by the aerosols occurs due to extreme viewing geometries.

We propose that Ontario Lacus is an extremely flat and smooth depression similar to the Etosha Pan in Namibia. Both depressions are located in alluvial plains in which evaporation rates are greater than precipitation rates, making the liquids unstable at the surface. In the Etosha region, the only way to sustain some liquids in the depression is to raise the water table above the topographic surface during flooding events. In doing so, the pan expands by dissolution of a surface layer composed of calcretes, a soluble rock at geological timescales. During the evaporation of the liquid water, calcium carbonates crystallize in the pore of a substratum composed of sand, silts and clays, and at the surface, thus maintaining the existence of the calcrete layer.

The methane-ethane table would have an analogous behavior on Titan, thus explaining the joint observation of the radar-dark (liquid-covered floor) and the radar-brighter (wet exposed floor) areas in Ontario Lacus. The depression also appears dark in the infrared data, which implies that the top few microns of its exposed floor consist of absorbing materials and most probably a liquid-saturated substratum. The observation of channels on the depression floor both in infrared and radar data acquired at a 2-years time interval supports our interpretation in which Ontario Lacus' floor is only partially covered by liquids. The presence of shorelines around Ontario Lacus argues for past liquid high-stand levels. The nature of the materials along the smooth convex downwind border of the depression, seen in imagery and altimetry data is more hypothetical. It is tentatively interpreted as lunette dunes similar to those located on the downwind border of the Etosha pans. Their presence argues for periods of drying and aeolian deflation of Ontario Lacus' floor. Another explanation could be that it is evaporitic deposits, by analogy with recent observations of northern polar lakes (Barnes *et al.*, 2011a). Both hypotheses are consistent with Titan's "semi-arid" climate settings in these regions.

The comparison with the Etosha Pan suggests that Ontario Lacus formed due to dissolution processes analogous to those encountered in Namibia. A soluble surface layer would therefore develop on top of a saturated substratum over geological timescales. The existence of such a surface layer is supported by the presence of several potential solutes in Titan's lakes that could crystallize when the liquids evaporate. This surface layer is also supported by estimates of precipitation rates on the ground of soluble compounds synthesized in the atmosphere. Potential remote detection by VIMS and identification *in situ* by the GCMS instrument of some of these compounds also agree with this scenario.

According to this interpretation, Ontario Lacus would not be covered by a thick liquid layer only composed of light hydrocarbons. A thin liquid layer with a more complex composition, including solutes and/or suspended particles, could be able to reduce the penetration depth of the RADAR microwaves and explain the quasi total absence of signal in the darkest parts of Ontario Lacus (Unit A - Fig. 7.8), without invoking a liquid coverage by a thick liquid layer. Since the

alkanofer should be close to the topographic surface, the underlying substratum is most probably saturated by liquids, thus yielding to an optical and microwave absorbing exposed floor (Unit B - Fig. 7.8). The signal recorded by the RADAR instrument in these portions of Ontario Lacus could result from backscattering from a rougher exposed surface than that of the liquids and/or could be attributed to volume scattering if the penetration depth is sufficient. The transition between the interior and the exterior of Ontario Lacus is interpreted as a small change in elevation and a change in roughness and/or composition of solid surface materials between Ontario Lacus' exposed floor and the alluvial plain. Comparison between the radar signal recorded over Ontario Lacus and that recorded on another Titan's lake, south of Ontario Lacus (Fig. 7.12), and on the pans of the Owambo Basin, are in agreement with this interpretation.

7.9 Discussion complémentaire

L'hypothèse que je privilégie pour expliquer la formation d'Ontario Lacus, dérivée de son interprétation géomorphologique en utilisant les données d'imagerie de la sonde Cassini et d'une comparaison avec un analogue terrestre, le pan d'Etosha, implique qu'Ontario Lacus réside dans une dépression creusée dans une couche superficielle d'hydrocarbures solides et couverte par endroits d'hydrocarbures liquides. Wye (2011) et Ventura *et al.* (2012) ont modélisé le signal RADAR SAR reçu au-dessus d'Ontario Lacus lors des survols T58 (Juillet 2009) et T65 (Janvier 2010) pour en dériver des cartes de bathymétrie en fonction de la nature du substratum considéré dans le modèle, la surface d'Ontario Lacus étant toujours considérée comme entièrement couverte d'hydrocarbures liquides.

Ces cartes sont présentées sur la Fig. 7.14. L'influence de la composition du substratum est évaluée en modélisant son contraste diélectrique $\Delta\epsilon$ par rapport au liquide. Wye (2011) et Ventura *et al.* (2012) prennent en considération les constantes diélectriques suivantes : pour les hydrocarbures (1) liquides, $\epsilon = 1,6 - 1,9$, et (2) solides $\epsilon = 2,0 - 2,4$; et pour la glace d'eau imperméable, $\epsilon = 3,1$.

Dans le cas d'un substratum constitué d'hydrocarbures solides ou de glace d'eau poreuse gorgée de liquides ($\epsilon = 2$) couvert par des hydrocarbures liquides ($\epsilon = 1,9$), le contraste diélectrique serait minimal ($\Delta\epsilon = 1,1$). Dans le cas d'un substratum constitué de glace d'eau, deux contrastes diélectriques sont pris en compte : $\Delta\epsilon = 1,9$, soit le contraste diélectrique entre un substratum formé de glace d'eau imperméable ($\epsilon = 3,1$) et les hydrocarbures liquides ($\epsilon = 1,6$), et $\Delta\epsilon = 3,1$, soit le contraste diélectrique maximum entre un substratum de glace d'eau ($\epsilon = 3,1$) et l'atmosphère ($\epsilon = 1$). Les valeurs de $\sigma_{\text{substratum}}^0$ sont directement dérivées de ces contrastes diélectriques.

D'après ce modèle, on constate donc que, pour les modélisations où le substratum est considéré comme constitué de glace d'eau pure, l'ensemble d'Ontario Lacus serait recouvert par une tranche de liquide de 1 à 4 mètres de profondeur au minimum. En revanche, si le substratum est composé d'hydrocarbures solides ou de glace poreuse saturée en hydrocarbures, comme je le propose, la surface d'Ontario Lacus ne serait que partiellement couverte de liquides dont l'épaisseur atteindrait 2 à 3 mètres au maximum. Ce résultat est compatible avec l'interprétation que je propose ici sur la base des données d'imagerie et de la comparaison morphologique avec le pan d'Etosha.

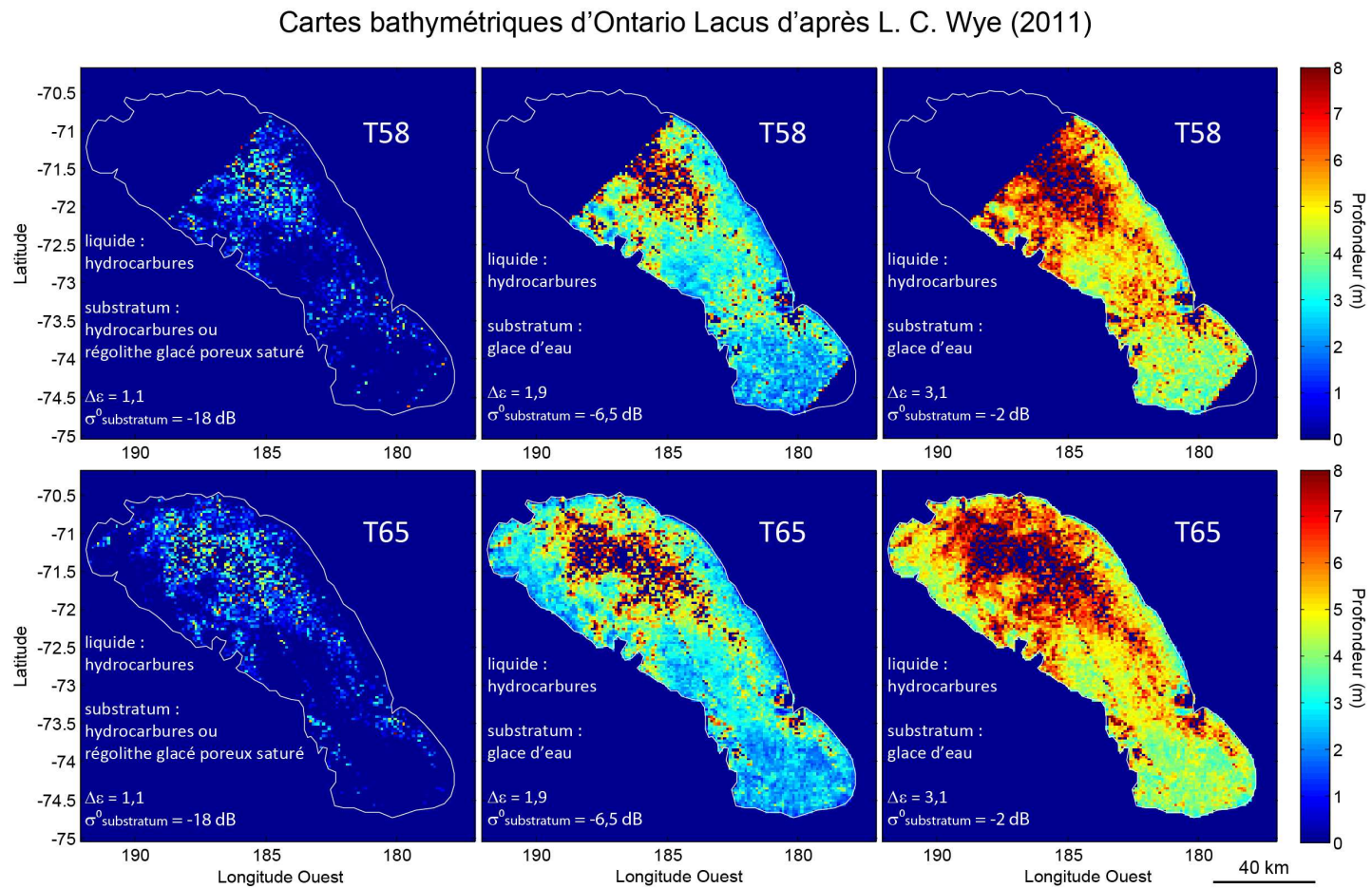


FIGURE 7.14 – Cartes de la bathymétrie d'Ontario Lacus estimée selon le modèle de Wye (2011), tenant compte de plusieurs compositions possibles du substratum.

Chapitre 8

Étude de la stabilité du contour d'Ontario Lacus de 2005 à 2010

Comme montré dans le Chapitre 7, Ontario Lacus peut être interprété comme une dépression topographique creusée par des mécanismes de dissolution à la surface de Titan. Par conséquent, la bordure d'Ontario Lacus consisterait avant tout en une bordure topographique et non en une limite entre le liquide remplissant la dépression et la plaine alentour.

Une conséquence majeure de cette interprétation est que la position de la bordure d'Ontario Lacus doit rester constante sur des échelles de temps de l'ordre des observations orbitales faites par les instruments de la sonde Cassini (typiquement quelques années terrestres). Or, il a été proposé que des changements dans la position de cette bordure se soient produits entre 2005 et 2009. Ces possibles détectations de changements sont basées sur la comparaison des données de l'instrument ISS et de l'instrument RADAR acquises entre 2005 et 2009 ([Hayes et al., 2011](#); [Turtle et al., 2011c](#)) et sont représentées sur la Fig. 8.1. En utilisant l'ensemble des jeux de données acquises entre 2005 et 2010, incluant les observations VIMS T51 (acquise en Mars 2009) et RADAR T65 (acquise en Janvier 2010) absentes des deux études précédentes, j'ai donc réalisé un suivi temporel de la bordure d'Ontario Lacus dans le but de réévaluer l'évolution de la position de cette bordure et donc, *a fortiori*, d'apporter de nouvelles contraintes sur la nature d'Ontario Lacus.

Afin de détecter la bordure d'Ontario Lacus dans chacune des images acquises par ISS (2005 et 2009), VIMS (2007 et 2009) et RADAR (2009 et 2010), j'ai utilisé une méthode de détection de bords conventionnelle en imagerie terrestre. Cette méthode est basée sur le fait que les contours présents dans les images sont marqués par les différences d'intensité (contraste) entre des objets sombres (Ontario Lacus) et des objets plus clairs (les terrains environnants). Ces contours sont donc repérés par les gradients d'intensité dans les images plutôt que par leurs valeurs d'intensités absolues, comme dans les travaux de [Hayes et al. \(2011\)](#) et [Turtle et al. \(2011c\)](#). Les différences d'intensités (gradients) sont détectés par une simple dérivation des images. Un avantage intrinsèque de cette méthode est qu'elle procure une estimation quantitative de l'incertitude des contours. Cette incertitude est en réalité liée à la résolution spatiale des images et à leur contraste.

Les contours détectés par cette méthode de détection de bords dans les images acquises entre 2005 et 2010 sont superposables, compte tenu de leurs incertitudes respectives. Les seules diffé-

rences de localisation entre les différents contours sont liées aux comparaisons entre les images ISS et l'ensemble des autres jeux de données VIMS et RADAR qui se corrélaient parfaitement. Ces différences sont expliquées par (1) les différences fondamentales entre la méthode que j'ai employée et celles employées par [Hayes et al. \(2011\)](#) et [Turtle et al. \(2011c\)](#) pour déterminer les contours d'Ontario Lacus, (2) les forts effets atmosphériques présents dans les images ISS, acquises à courte longueur d'onde, résultant en la dégradation de leur résolution spatiale théorique et de leur contraste, et (3) une divergence d'interprétation géologique des terrains composant le complexe lacustre d'Ontario Lacus.

Au final, l'absence de changements mesurables dans la localisation de la bordure d'Ontario Lacus sur une période de 5 ans est cohérente avec l'hypothèse selon laquelle cette même bordure consisterait en une bordure topographique dont la localisation resterait constante aux échelles de temps des observations de la sonde Cassini. Ce travail a fait l'objet d'une publication en premier auteur dans le journal *JGR Planets* ([Cornet et al., 2012b](#)).

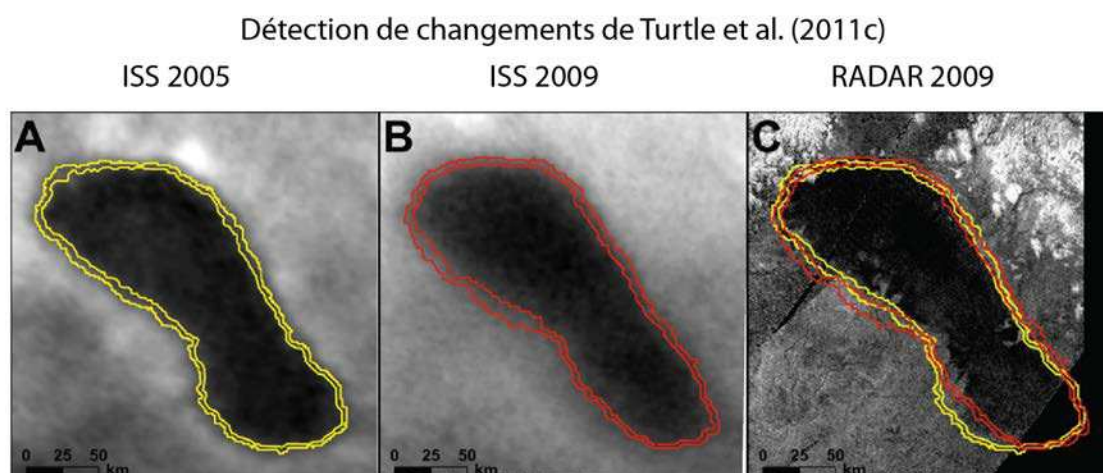
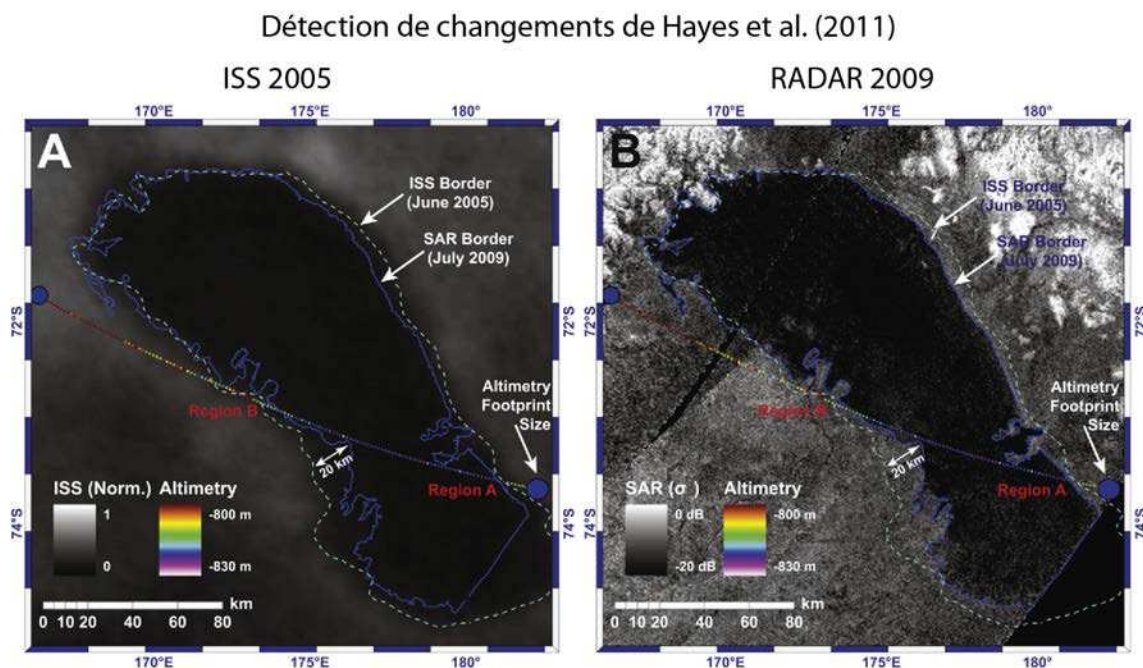


FIGURE 8.1 – Détections de changements de la position de la bordure d'Ontario Lacus proposées par Hayes *et al.* (2011) et Turtle *et al.* (2011c). Hayes *et al.* (2011) comparent la position de la bordure d'Ontario Lacus entre une image infrarouge ISS (2005, contour en pointillés) et une image RADAR (2009, contour en trait plein bleu). Turtle *et al.* (2011c) comparent la position de la bordure d'Ontario Lacus entre deux images infrarouges ISS (2005, contours en jaune, et 2009, contours en rouges) et reportent les contours d'Ontario Lacus déterminés sur une image RADAR (2009). Les doubles contours tracés par Turtle *et al.* (2011c) représentent les estimations de l'incertitude sur leur position.

8.1 Introduction

Titan is the only extraterrestrial body known to have stable liquids at its surface. They were first hypothesized to be in the form of a large hydrocarbon ocean mainly composed of ethane, methane and nitrogen (Lunine *et al.*, 1983), prior to the discovery of lakes and seas by the Cassini spacecraft (Stofan *et al.*, 2007). These lakes have various morphologies, with rounded, lobate, polygonal or dendritic contours, and different radar reflectivity, from bright to dark radar features, potentially indicative of their liquid filling state (Lopes *et al.*, 2007; Stofan *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008).

There is a strong hemispherical asymmetry in the lake distribution, with almost all of the surface liquid bodies being currently located in the northern hemisphere that possesses a longer but less intense summer than the southern hemisphere (Aharonson *et al.*, 2009). In the southern hemisphere, only few lakes appear to be currently liquid-filled. Ontario Lacus (72°S, 180°E, Fig. 8.2) is so far the largest feature interpreted as a surface liquid body (Brown *et al.*, 2008; Barnes *et al.*, 2009a; Turtle *et al.*, 2009; Wye *et al.*, 2009; Hayes *et al.*, 2010; Moriconi *et al.*, 2010; Wall *et al.*, 2010; Hayes *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011c) or as a playa bearing a partial liquid-filling (Lorenz *et al.*, 2010a; Cornet *et al.*, 2012a).

From a geomorphological point of view, Ontario Lacus (Units A and B, Fig. 8.3) is a shallow, flat-floored, topographic depression, 235 km-long and 75 km-wide ; it lies in the lowest part of an alluvial plain hundred-km wide (Unit E, Fig. 8.3), which is surrounded by mountain ranges a few hundred-meters high (Unit F, Fig. 8.3) (Wye *et al.*, 2009; Lorenz *et al.*, 2010a; Wall *et al.*, 2010; Cornet *et al.*, 2012a). The surface of Ontario Lacus (Units A and B, Fig. 8.3) is extremely smooth at the RADAR wavelength ($\lambda = 2.17$ cm) and has therefore been interpreted as a surface liquid body covering the whole depression floor (Wye *et al.*, 2009; Hayes *et al.*, 2010). This body would be composed of liquid ethane, possibly mixed with other hydrocarboneous components, according to interpretations of the Visual and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) data (Brown *et al.*, 2008; Moriconi *et al.*, 2010) and thermodynamic equilibrium calculations (Cordier *et al.*, 2009). Changes in the extent of the interpreted liquid-covered area have been reported by comparing Ontario Lacus' contour determined in the Imaging Science Subsystem (ISS) image acquired in 2005 (rev09) with those determined in the RADAR image acquired in 2009 (T57-58) (Hayes *et al.*, 2011), and in the ISS image acquired in 2009 (T51) (Turtle *et al.*, 2011c). By drawing lines of constant recorded radar and infrared signal, these authors determined an average margin recession of about 10 km in the southwestern part of Ontario Lacus.

On the other hand, the presence of channels, seen both in VIMS and RADAR data in the southern part of the depression floor, an area where the radar signal is brighter and more heterogeneous than its northern part, and the persistency of these channels over a 2-years interval (December 2007 to January 2010) has been interpreted as indicating that Ontario Lacus was not entirely covered by liquid hydrocarbons at the time of these observations (Cornet *et al.*, 2012a). According to this interpretation, a smooth solid floor, whose subsurface is probably saturated in liquids, would have been exposed at that time over the southern half of Ontario Lacus (Unit B, Fig. 8.3). Based on this observation and on other geomorphological considerations, Cornet *et al.* (2012a) suggested that the closest Earth analogs for the Ontario Lacus landsystem are evaporitic ephemeral lakes

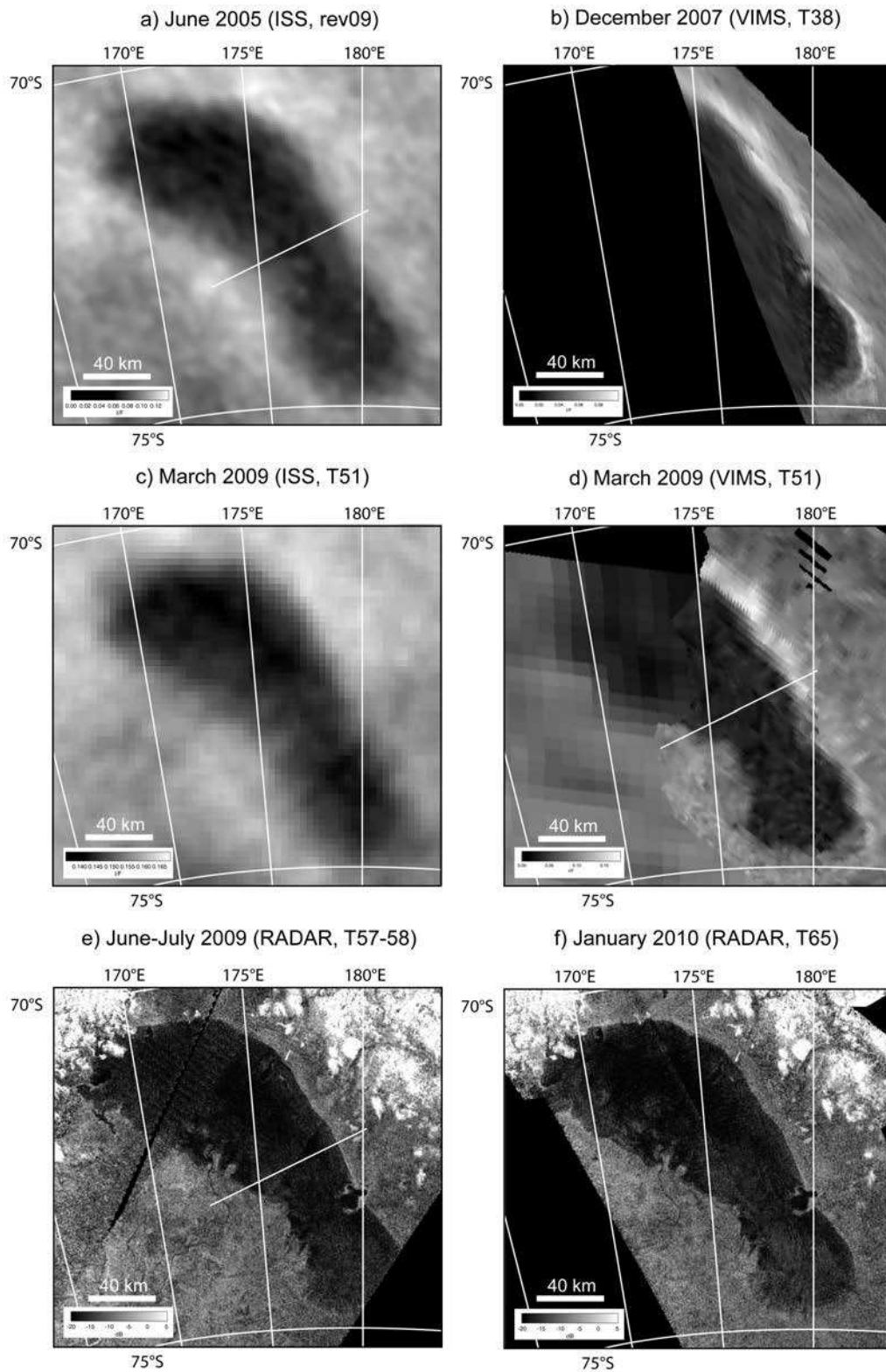


FIGURE 8.2 – Images of Ontario Lacus acquired by various sensors onboard the Cassini spacecraft (orthographic projection centered at 72°S, 175°E). **a)** ISS rev09 (2005), **b)** VIMS T38 (2007), **c)** ISS T51 (2009), **d)** VIMS T51 (2009), **e)** RADAR SAR T57-58 (2009), **f)** RADAR SAR T65 (2010). White transverse lines on ISS rev09, VIMS T51 and RADAR T57-58 images indicate the location of cross-sections presented on Fig. 8.4.

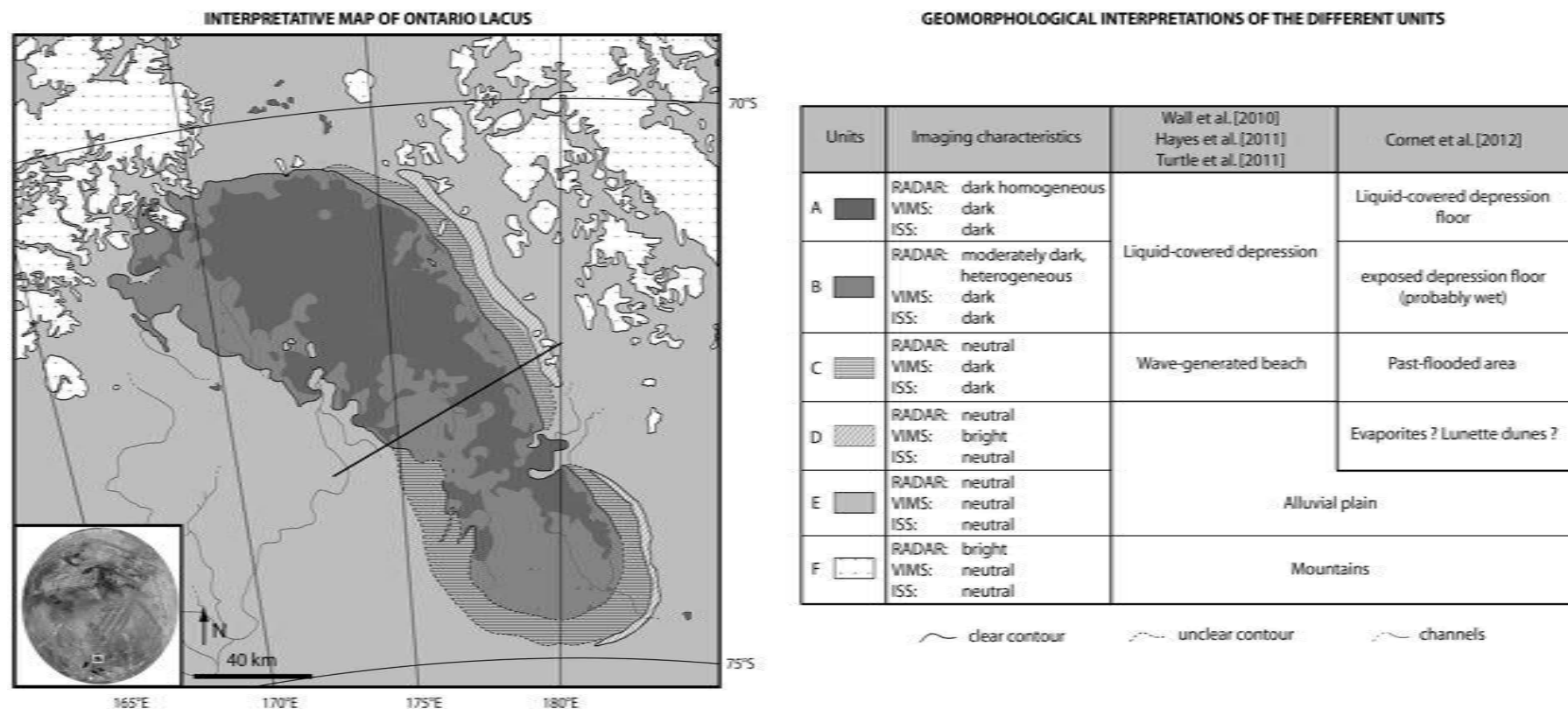


FIGURE 8.3 – Interpretative map of the Ontario Lacus landsystem, compiled from VIMS, ISS and RADAR data (adapted from Cornet *et al.* (2012a), same projection as Fig. 8.2). The global context map of Titan used for location (inset at the bottom left) is an overlap of VIMS and RADAR data in orthographic projection. Current geomorphological interpretations of units comprising the Ontario Lacus landsystem are summarized in the table on the right. The transverse black line represents the location of cross-sections presented on Fig. 8.4.

that form in shallow flat-floored karstic depressions under semi-arid climates, such as the southern African pans or the Kansas playas (Goudie et Wells, 1995; Miller *et al.*, 2010; Bowen et Johnson, 2012). This interpretation is consistent with previous suggestions that ephemeral lakes such as the Racetrack and Bonnie Claire Playas (Death Valley National Park, California) are relevant terrestrial analogues for Ontario Lacus (Lorenz *et al.*, 2010a).

If the interpretation of Ontario Lacus as a playa covering the floor of a karstic depression is correct, its margin, which appears as contours on ISS, VIMS and RADAR images, would correspond to the topographic border of the depression rather than to the border of its liquid fill and its location should remain constant over time. Alternatively, if the margin delimits the border of a liquid body, variations of its position between the different datasets could be potentially observed due to evaporation or replenishment of the liquid fill.

The present work thus aims at constraining the location of this margin through time by using a gradient-based image-processing algorithm for automatic edge detection. The method is based on image spatial differentiation, it does not require any previous segmentation or automatic/manual thresholding processes and provides a measure of the uncertainty on locations of detected contours. It is applied to the whole series of data acquired so far on Ontario Lacus by all the imaging sensors of the Cassini spacecraft, to provide a temporal survey of its contour from 2005 to 2010.

8.2 Data reduction and edge detection methods

8.2.1 Data reduction

We used all the available imagery datasets acquired so far by the Cassini spacecraft over Ontario Lacus. These include data acquired by the Imaging Science Subsystem (ISS) in June 2005 (rev09) and March 2009 (T51), by the Visual and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) in December 2007 (T38) and March 2009 (T51) and by the RADAR instrument in June-July 2009 (T57-58) and January 2010 (T65). Table 8.1 shows the characteristics of each imaging dataset over Ontario Lacus' area. Contrast values are calculated with the Weber-Fechner formulae (Eq. 8.1), where C_w is the contrast computed using the normalized difference between the intensity of a given object in the image (I_{Ontario}) and the intensity of the background ($I_{\text{background}}$), as follows :

$$C_w = \frac{I_{\text{Ontario}} - I_{\text{background}}}{I_{\text{background}}} \quad (8.1)$$

ISS data have already been described in [Turtle *et al.* \(2009\)](#) (rev09) and [Turtle *et al.* \(2011c\)](#) (T51). ISS images are acquired at $0.93 \mu\text{m}$, a wavelength where Titan's surface can be seen but which is subject to intense atmospheric scattering effects due to Titan's haze ([Rodriguez *et al.*, 2006](#)). ISS rev09 data have been acquired with the Narrow Angle Camera (NAC) at lower incidence and phase angles but with similar emission angles than ISS T51 data, acquired with the Wide Angle Camera (WAC). The theoretical spatial sampling of the ISS T51 image is better than that of the ISS rev09 image. However, because of a less favorable viewing geometry at T51, Titan's haze scattering effects are stronger at T51 than at rev09. ISS T51 data therefore appear about 3 times less contrasted than ISS rev09 data (Table 8.1). ISS images are affected by haze scattering effects, which reduces the actual spatial resolution even after image sharpening ([Porco *et al.*, 2004](#); [Perry *et al.*, 2005](#)), compared to that inferred from the ISS spatial sampling. Thus, instead of being equal to, at most, 2 pixels ($\simeq 5 \text{ km}$), the actual spatial resolution is most probably equal to or greater than 3 pixels ($\geq 7 \text{ km}$) for both ISS images.

VIMS data have been described in [Barnes *et al.* \(2009a\)](#) (T38) and [Cornet *et al.* \(2012a\)](#) (T51). In this work, we use the images acquired by VIMS in the $5 \mu\text{m}$ atmospheric window, at wavelengths where Titan's surface can be seen with negligible contribution from haze scattering ([Rodriguez *et al.*, 2006](#)). This is confirmed by the higher contrast of VIMS images compared to that of ISS images (Table 8.1). VIMS T38 data have been acquired at similar high incidence angles as VIMS T51 data, but with lower phase angles and higher emission angles, making the viewing conditions of VIMS T38 data less favorable (airmass ranging from 3.4 up to 60.7) than those of VIMS T51 data (airmass ranging from 3.7 up to 6.2). The theoretical spatial sampling of the VIMS T38 data is better than that of the VIMS T51 data. Since VIMS images at $5 \mu\text{m}$ are not affected by Titan's haze scattering, their spatial resolutions can be defined as twice their spatial samplings, thus, at best, 1 km for T38 and 4.2 km for T51.

RADAR SAR data have been described in [Hayes *et al.* \(2010\)](#) and Wall2010 (T57-58 and T65) and [Cornet *et al.* \(2012a\)](#) (T65). SAR images are acquired at a 2.17 cm wavelength, and

TABLE 8.1 – Characteristics of ISS, VIMS and RADAR datasets acquired over Ontario Lacus from 2005 to 2010.

Incidence (°)	Emission (°)	Phase (°)	Spatial sampling (km/pixel)	Altitude (km)	Exposure time (ms)	Imaging mode	Contrast C_W (raw/processed image)
ISS rev09 (June 2005)							
50 - 62	24 - 38	64	2.66 - 2.67	448390	120000	NA IRP0 - CB3 FULL	-0.107/-0.321
VIMS T38 (December 2007)							
60 - 73	45 - 89	38 - 42	0.5 - 2.2	2012 - 6648	180	HiRes	-0.494/-0.466
ISS T51 (March 2009)							
66 - 82	20 - 44	71 - 75	2.32 - 2.44	12295	10000	WA CB3 - CL2 SUM4	-0.042/-0.087
VIMS T51 (March 2009)							
68 - 78	13 - 46	72 - 74	2.1 - 17.3	4233 - 32333	240 - 320	Normal	-0.610/-0.626
RADAR T57-58 (June-July 2009)							
26 - 44	26 - 44	-	0.18 - 0.7	1032 - 1387	-	SAR	-1.990
RADAR T65 (January 2010)							
21 - 29	21 - 29	-	0.3 - 0.5	1109	-	SAR	-1.922

are therefore unaffected by Titan's haze scattering (Rodriguez *et al.*, 2003). The spatial samplings of the RADAR T57-58 and T65 data are similar, and their actual spatial resolutions depends on volume scattering and are not worst than twice their spatial samplings, thus equal to 0.36-1.4 km and to 0.6-1.0 km for T57-58 and T65, respectively. The computed contrasts of the RADAR images are the best ones among the whole imaging datasets (Table 8.1).

All the observations are processed, navigated and co-registered according to the procedures described in Cornet *et al.* (2012a). RADAR data are only speckle-noise filtered since they are insensitive to Titan's haze scattering. VIMS data at 5 μm are calibrated and corrected for surface photometry only, since they are not altered by haze scattering. ISS data are calibrated and sharpened using the procedure described in Porco *et al.* (2004) and Perry *et al.* (2005), in order to attenuate the haze blurring effects in the images. The two RADAR datasets are the best spatially correlated images (also highly correlated with the VIMS T51 data) and are taken as references to correct for spatial offsets in the different VIMS and ISS observations Cornet *et al.* (2012a). The six corresponding maps are displayed in Fig. 8.2.

8.2.2 Edge detection method

8.2.2.1 Principle of edge detection

In an image, object contours appear as localized changes (i.e. high gradients) in the value of the imaged quantity. On this basis, various edge detection methods have been developed for terrestrial remote-sensing applications and have been applied for civil and geological purposes (detection of channels, shorelines, buildings...) (Marr et Hildreth, 1980; Moore et Waltz, 1983; Mather, 2004). Common to all these techniques is the principle that an image is formed by gradients or intensity slopes defining boundaries or edges, between high/moderate/low values of the imaged quantity. This quantity is the fraction of sunlight reflected by the surface (I/F , where I is the signal recorded by the instrument and πF the solar incident flux) for ISS and VIMS infrared data, and the radar backscatter cross-section (σ^0) for RADAR SAR data. Edge detectors therefore emphasize

the highest gradients between the different regions that form an image and are powerful tools to identify object contours. Edge detection is sensitive to edge orientation (geometry), noise environment and edge structure (gradual or step changes in intensity) in the images (Huertas et Meridioni, 1986; Mather, 2004).

The principle of gradient-based edge detection is illustrated in Fig. 8.4 using an example of edge detector based on the computation of the absolute magnitude of the first spatial derivative, applied on spatial profiles of ISS rev09, VIMS T51 and RADAR T57-58 images across Ontario Lacus. The effect of noise can be partly removed by smoothing the image (Mather, 2004). If image smoothing is not intrinsically comprised in the edge detection operator, a smoothing filter must first be applied to reduce small random intensity variations (noise) in images. We applied such a smoothing function to the images prior to the computation of the edge detection operator. This function is a boxcar average smoothing filter, applied with a moving kernel that we fixed equal to $0.5 \% \times 0.5 \%$ of the image size in the smaller direction to smooth enough the image without strongly altering its sharpness. The results of this smoothing filter are shown in Fig. 8.4, as thick red lines superimposed on the original I/F and σ^0 profiles (thin black lines).

The absolute magnitude of the first derivatives (blue profiles in Fig. 8.4) of the smoothed profiles were then computed by the finite difference method (Mather, 2004). Peaks in the first derivatives correspond to high gradients (i.e. contours) in the smoothed profiles. By definition, object contours are lines of infinitesimal width that separate regions with contrasting values on images. Contours should thus theoretically appear as peaks of infinitesimal width and infinite height in the first derivative profiles. However, because images are discrete signals composed of pixels of finite width and because atmospheric and volume scattering can respectively produce blurring effects in optical images and increase the noisiness in radar images, contours appear in the first derivative profiles as peaks, the finite heights and finite widths of which depend both on the contrast in the imaged quantity across the contours and on the image resolution. We consider peaks exceeding twice the standard deviation (2σ) of the first derivative as corresponding to significant gradients (i.e., contours) in the smoothed profiles and we take their widths at the 2σ -level as a proxy for their spatial accuracy. This threshold has been chosen because it removes much of the noise while keeping the gradients associated with Ontario Lacus' contour. Peaks can then be mapped in images, as strips of finite width (confidence strips), the sharpness of which directly reflects the spatial accuracy of the detected contours (Fig. 8.4). The width of confidence strips associated with Ontario Lacus' contour in Fig. 8.4 are on the order of the image actual spatial resolutions : approximately 1.4 km for the RADAR profile, 4.1 km for the VIMS profile, and 12 km for the ISS profile.

8.2.2.2 Sensitivity of contours to the edge detection method

A series of classical edge detection methods have been tested independently on the images of Ontario Lacus to ensure that the location and sharpness of the detected contours are not biased by the method. These edge detectors include the gradient (or first order derivative) method (Mather, 2004) as well as the Sobel (Sobel, 1970), Prewitt (Prewitt, 1970; Gonzalez et Woods, 1992) and

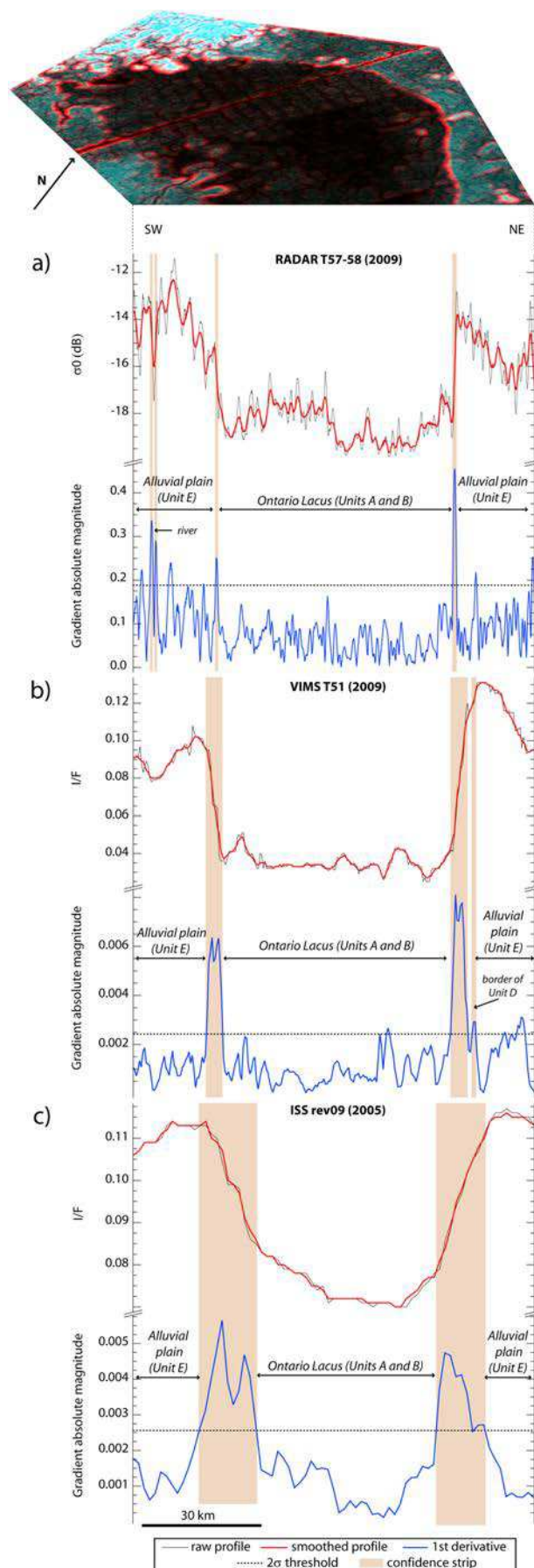


FIGURE 8.4 – Principle of the gradient-based edge detection method. Raw (thin black lines), smoothed (thick red lines) and derivative (blue lines) spatial profiles across RADAR T57-58 σ^0 (a), VIMS T51 I/F (b) and ISS rev09 I/F (c) images over the same region in the southern part of Ontario Lacus. Peaks largely exceeding the 2σ threshold (black horizontal stippled line) in the first derivative profiles are considered as corresponding to significant gradients (i.e. contours) in the smoothed profiles. Peak widths, measured at the $2\sigma^0$ level, are taken as a proxy for the accuracy of contour locations and can be converted into confidence strips (pink vertical bars). Confidence strips appear in red in the RGB color composite above the RADAR profile (R : derived image, G : raw image, B : smoothed image).

TABLE 8.2 – Correlation coefficients between T38 5 μm images resulting from the several edge detection operators shown in Fig. 8.5.

Edge detectors	Gradient	Roberts	Sobel	Prewitt
Gradient	1.0000	0.9811	0.9981	1.0000
Roberts	0.9811	1.0000	0.9700	0.9819
Sobel	0.9981	0.9700	1.0000	0.9985
Prewitt	1.0000	0.9819	0.9985	1.0000

Roberts (Roberts, 1965; Shaw *et al.*, 1982) operators. Descriptions and comparisons of these detection methods are available in Maini et Aggarwal (2009) and in Juneja et Singh Sandhu (2009). The gradient method is based on the detection of maxima and minima in the first derivative of an image in x and y directions. We computed the first derivative by the method of finite differences and kept the absolute magnitude of the gradients (Mather, 2004).

The Sobel edge operator approximates the absolute magnitude of the gradient with a smoothing procedure, using a pair of 3×3 convolution kernels horizontally and vertically sensitive to the edges. The Roberts edge operator is similar to the Sobel edge operator and approximates the absolute magnitude of the gradient using a pair of 2×2 convolution kernels designed to get a maximum sensitivity to edges in the diagonals directions rather than in the x and y directions. The Prewitt operator is also a variant of the Sobel operator, with the use of a pair of 3×3 convolution kernels to detect the gradient in x and y directions, but is theoretically efficient only on well-contrasted noiseless images.

For all the images used in this study, there is a high coherence in the location and sharpness of the detected contours, whatever the method used. To illustrate this coherence, the results of all the edge detection methods applied to the VIMS T38 5 μm image are displayed in Fig. 8.5. Table 8.2 shows the correlation coefficients between the gradient-based edge detector and the Sobel, Roberts and Prewitt edge detectors. Given this high correlation between the different edge detectors (greater than 97 %), we keep the simplest method, the gradient method combined with the smoothing filter described above, to detect contours in Ontario Lacus' images from 2005 to 2010.

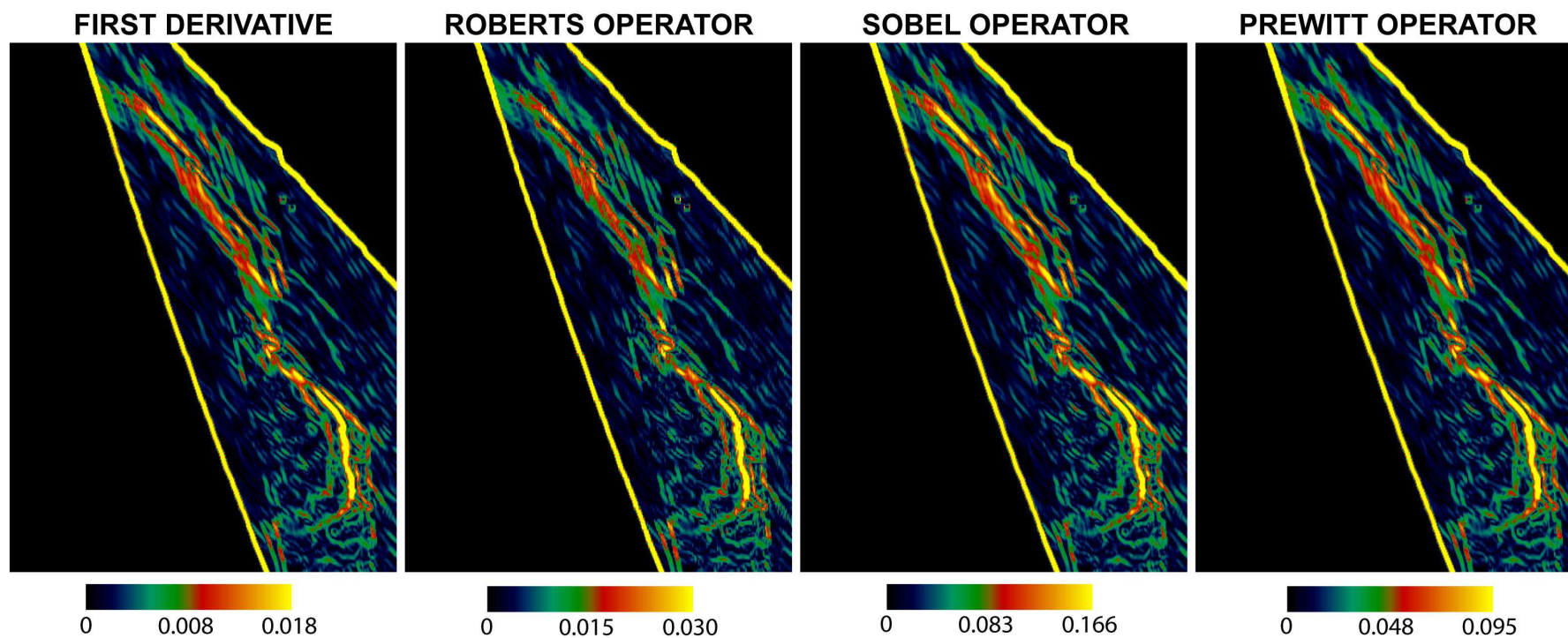


FIGURE 8.5 – Comparison of contours detected by the gradient method and by the Sobel/Roberts/Prewitt edge detection operators on the VIMS T38 image at 5 μm . Pixels in each panel are color-coded according to the value of the corresponding operator. All these operators give similar edge detections (Table 8.2).

8.3 Cross-comparison of detected contours

The results of the edge detection using the gradient-based method on all images are displayed in Fig. 8.6. The detected contours exceeding the 2σ -level are superimposed in Fig. 8.7, with their respective confidence strips. Ontario Lacus' contours derived from the RADAR T57-58 (June-July 2009, Fig. 8.6e) and T65 (January 2010, Fig. 8.6f) images match so perfectly that they are undistinguishable from each other. They embrace Units A and B (Fig. 8.3), interpreted either collectively as an entire liquid fill of Ontario Lacus (Wall *et al.*, 2010; Hayes *et al.*, 2011), or respectively as the liquid-covered and non liquid-covered parts of the depression floor (Cornet *et al.*, 2012a). Significantly, no distinct contour is detected along the southernmost border of Ontario Lacus on RADAR images, which indicates that the transition in physical properties between Unit B and the surrounding units C and E, comprising the alluvial plain (Fig. 8.3), is progressive in this region. This progressive transition is consistent with the interpretation that a liquid layer covers Ontario Lacus' Units A and B and deepens with distance from the shoreline (Hayes *et al.*, 2010), provided that the liquid/solid surface transition is barely detected with the RADAR in this region. Alternatively, it is also consistent with the interpretation that the solid depression floor is exposed in the southern half of Ontario Lacus (Unit B) (Cornet *et al.*, 2012a) and merges progressively southwards with the surrounding alluvial plain (Units C and E).

The contours derived from the VIMS T38 (December 2007) and VIMS T51 (March 2009) images at $5\ \mu\text{m}$ (Figs. 8.6b and d) are highly correlated with those derived from the RADAR images, though their confidence strips are wider. They also embrace Units A and B (Fig. 8.3). The outer contour of Unit C (Fig. 8.3), which surrounds the southern part of Ontario Lacus, is also distinctively detected in VIMS images. Unit C has been interpreted as a portion of the alluvial plain that was flooded at some time in the past (Barnes *et al.*, 2009a; Cornet *et al.*, 2012a), which is also consistent with the interpretation that the floor of Ontario Lacus merges progressively southwards with the alluvial plain.

The first-derivative images computed from both ISS images (ISS rev09 and ISS T51) display multiple apparent contours that are either parallel to or cross-cut each other (Figs. 8.6a and c). The origin of these multiple contours resides in textural variations, visible as a flocculent texture and produced by medium-spatial-wavelength noise covering the whole extent of the original images (Figs. 8.2a and c). Some of these multiple contours are thus artifacts due medium-spatial-wavelength noise superimposed on real contours.

The main contour derived from the ISS T51 (March 2009) image embraces Units A and B (Figs. 8.3 and 8.6c). It correlates well with that derived from the VIMS T51 (Fig. 8.6d) image, acquired at the same date, though with a wider confidence strip (Fig. 8.7). It correlates also with contours derived from the VIMS T38 image (Fig. 8.6b) acquired earlier and with the RADAR T57-58 (Fig. 8.6e) and RADAR T65 (Fig. 8.6f) images acquired later. The only noticeable mismatch between contours derived from ISS T51 and VIMS T51 images is located along the southwestern border of Ontario Lacus, where the ISS T51 contour stretches across Unit C (Fig. 8.7). This mismatch between contours derived from two images acquired at the same date is perhaps an artifact due the medium-spatial-wavelength noise described above, in addition to the very low contrast

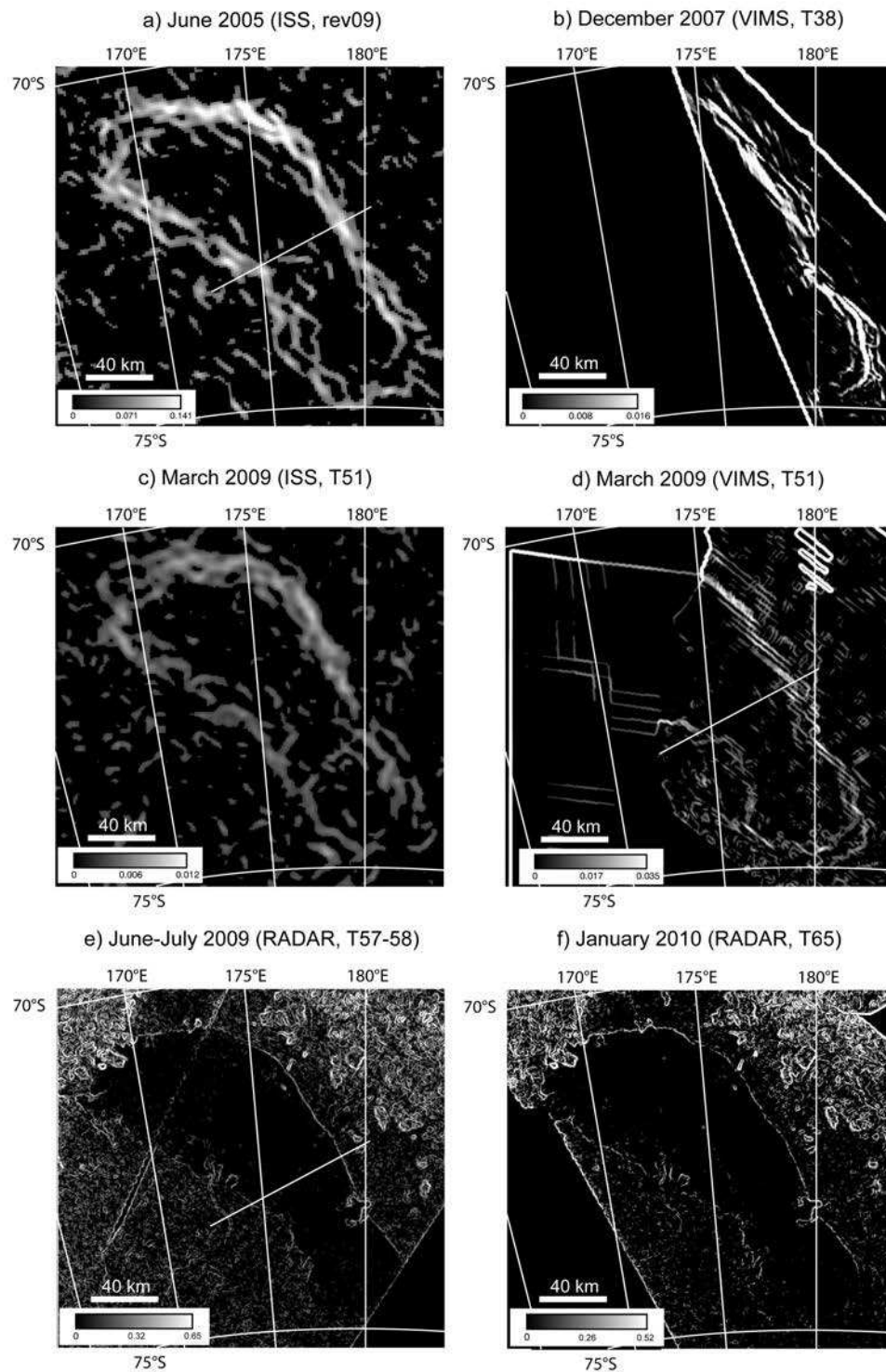


FIGURE 8.6 – Contours detected by the gradient method on ISS, VIMS and RADAR images of Ontario Lacus (same projection as Fig. 8.2). Each image is shaded according to the value of its first derivative. Pixels with values lower than the 2σ segmentation threshold are left black, thus underlying the detected contours and their confidence strips. **a)** ISS rev09 (2005), **b)** VIMS T38 (2007), **c)** ISS T51 (2009), **d)** VIMS T51 (2009), **e)** RADAR SAR T57-58 (2009), **f)** RADAR SAR T65 (2010). White transverse lines on ISS rev09, VIMS T51 and RADAR T57-58 images indicate the location of cross-sections shown on Fig. 8.4.

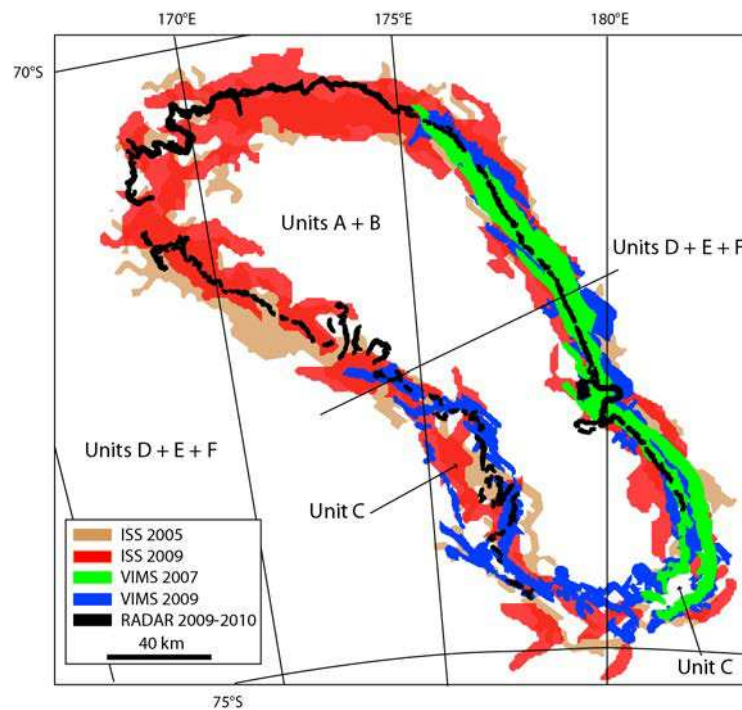


FIGURE 8.7 – Overlapping of Ontario Lacus' contours detected from each dataset (same projection as Fig. 8.2). Each contour is drawn as a strip of finite width (confidence strip) reflecting its spatial accuracy. No measurable difference (i.e. no spatial offset greater than the confidence strips) is found in the location of the determined contours except at the southwest, where Unit C is resolved in VIMS but barely detectable in ISS images and unseen in the RADAR images. Uppercase letters refer to geomorphological units defined in Fig. 8.3. The thin black transverse line indicates the location of the cross-sections shown in Fig. 8.4.

of the ISS image (Table 8.1). Other possible reasons for this mismatch are discussed in Section 8.4. A second contour parallels the main contour along the southeastern border of Ontario Lacus (Fig. 8.6c). This second contour apparently correlates with the outer contour of Unit C as seen in the VIMS T38 and VIMS T51 images. However, by contrast with the VIMS T51 observation, it is not detected on the ISS T51 image along the southwestern border of Ontario Lacus. Therefore we cannot assess whether this second contour indeed corresponds to the outer border of Unit C or rather to an artifact due to medium-wavelength noise and reduced contrast of the ISS T51 image.

The main contour derived from the ISS rev09 (June 2005) image embraces Units A and B (Figs. 8.3 and 8.6a). It correlates well with contours derived from all other images (Fig. 8.7). This contour however splits into multiple apparent contours along the southeastern and southwestern borders of Ontario Lacus (Fig. 8.6a). The outermost contour is well defined, nearly continuous, and apparently correlates with the outer border of Unit C as seen in VIMS images (Fig. 8.7). On the other hand, the innermost contour apparently correlates with the inner border of Unit C, but is difficult to reconcile over its whole extent. More specifically, three apparent contours are detected along the southwestern border of Ontario Lacus (Fig. 8.7). It is therefore difficult to determine whether these multiple apparent contours indeed correspond to the borders of Unit C or rather to artifacts due to medium-wavelength noise and poor contrast of the ISS rev09 image (Table 8.1).

8.4 Discussion

On the basis of the geographic match between contours derived from all images, and given the width of their respective confidence strips, the medium-spatial wavelength noise and the poor contrast of ISS images, we cannot conclude that measurable displacements of Ontario Lacus' margin occurred between June 2005 and January 2010. Most significantly, the contours derived from the images with the best actual spatial resolution (RADAR T57-58 and T65) perfectly match with one another (Fig. 8.7). This means that Ontario Lacus' margin has not moved by more than 1.4 km (the average width of the confidence strip of contours derived from RADAR images) between June 2009 and January 2010. These contours match also with those derived from VIMS T38 and T51 images, indicating that Ontario Lacus' margin has not moved by more than 4.2 km (the average width of the confidence strip of contours derived from VIMS images) between 2007 and 2010. Over a longer timescale, no displacement larger than 7 to 10.5 km (the average width of the confidence strip of contours derived from ISS images) can be determined between 2005 and 2010. Any potential displacement smaller than these values is below the actual resolution of currently available images. This lack of measurable displacements is consistent with the interpretation that the imaged contour corresponds either (1) to the border of a surface liquid body, provided that potential changes in the extent of this liquid body were not sufficiently large to be measured on currently available images, or (2) to the stationary topographic margin of a depression (Cornet *et al.*, 2012a).

This lack of measurable changes is not in agreement with previous analyses by Hayes *et al.* (2011) and Turtle *et al.* (2011c), who argued respectively that contour displacements of 10 - 20 km and 9 - 11 km can be detected along the southwestern border of Ontario Lacus between 2005 and 2009. Hayes *et al.* (2011) detected these changes by comparing ISS rev09 (2005) and RADAR T57-58 (2009) images, while Turtle *et al.* (2011c) used a comparison between ISS rev09 (2005) and ISS T51 (2009) images. Several reasons for this disagreement can be invoked, including (1) differences in the basics behind the methods used, (2) differences in the actual resolution and contrast of ISS, VIMS and RADAR images due to differential atmospheric scattering effects at different wavelengths, and (3) differences in the geomorphological interpretation of contours derived from images acquired at different wavelengths.

8.4.1 Influence of the detection method

Hayes *et al.* (2011) determined the position of the margin of Ontario Lacus in the RADAR T57-58 image by drawing an isocontour corresponding to the sharp transition in σ^0 between the dark interior and the grayish exterior of Ontario Lacus. This RADAR contour is sharp because (1) the image has a high spatial sampling of $\simeq 300$ m/pixel, (2) microwaves are not sensitive to atmospheric scattering, and (3) the different surface units are very contrasted at the radar wavelength. The position of the contour on the ISS rev09 image was determined by Hayes *et al.* (2011) by drawing a line of constant I/F value that matches the overall shape of Ontario Lacus. The contours were thus defined as lines joining pixels of constant values in both kinds of images, and no confidence strips were associated to their locations.

[Turtle *et al.* \(2011c\)](#) compared the position of the contour of Ontario Lacus between the ISS images acquired in June 2005 (rev09) and March 2009 (T51). They detected the contours of the depression using a segmentation process. An average value between the pixels on each side of Ontario Lacus and those inside of Ontario Lacus was used as a threshold to map the contour. The sensitivity of the contour location to small variations in the threshold value was tested to assess the accuracy.

Fundamental behind the methods used by [Hayes *et al.* \(2011\)](#) and [Turtle *et al.* \(2011c\)](#) is the assumption that an object contour in an image is defined by a constant value of the imaged quantity, which works best when this quantity remains constant over the whole extent of a given unit and significantly changes from one unit to the other. Intrinsic surface variations or extrinsic causes (illumination, viewing conditions) can however produce internal variations of the imaged quantity within a given unit. This is particularly true when the calibration process is heavy in order to remove signals not related to the characteristics of the surface such as atmospheric scattering for optical images. To overcome this drawback, a number of robust and conventional edge detection techniques (such as the gradient-based edge detection used here) have been developed ([Mather, 2004](#); [Maini et Aggarwal, 2009](#); [Juneja et Singh Sandhu, 2009](#)). All of them rely on the assumption that object contours are defined by localized gradients in the imaged quantity rather than by the value of this quantity. With these methods, objects are thus not recognized by their absolute reflectivity values, but by their contrast with each other. This fundamental difference in the definition of objects in images partly explains the discrepancy between our results and those of [Hayes *et al.* \(2011\)](#) and [Turtle *et al.* \(2011c\)](#). In addition, an advantage of gradient-based edge detection methods is that, as explained in Section 8.2.2, they intrinsically provide quantitative estimates of uncertainties in contour locations. These can be mapped in the form of confidence strips, which directly depends on the actual resolution and contrast of the images (Fig. 8.4).

8.4.2 Effect of Titan's atmospheric scattering on contour detection

At wavelengths shorter than $5\ \mu\text{m}$, Titan's atmospheric scattering strongly reduces the contrast and alters the spatial resolution of images (Section 8.2.1). This effect, due to both molecular and haze scattering by small particles (typically less than $1\ \mu\text{m}$ in radius), mostly depends on the viewing geometry and on the wavelength : it is particularly strong at wavelengths shorter than $\simeq 3\ \mu\text{m}$, and becomes negligible at longer wavelengths ([Rodriguez *et al.*, 2006](#)). ISS images at $0.93\ \mu\text{m}$ are thus particularly sensitive to Titan's atmospheric scattering while $5\text{-}\mu\text{m}$ VIMS and 2.2-cm RADAR images can be considered free of atmospheric scattering effects. As a consequence, ISS images are significantly blurred by the atmosphere, which results in reduced contrast (Table 8.1) and poor actual spatial resolution (see Section 8.2.1) compared to those of RADAR and VIMS images, even after image sharpening processes have been applied ([Porco *et al.*, 2004](#); [Perry *et al.*, 2005](#)). Contours derived from these images are therefore less sharp than contours derived from RADAR and VIMS images (Figs. 8.6 and 8.7), which results in wider confidence strips.

This scattering effect, combined with other causes discussed in Sections 8.4.1 and 8.4.3, explains most of the discrepancy between our results and those of [Hayes *et al.* \(2011\)](#) and [Turtle](#)

et al. (2011c). This is particularly well illustrated by comparing contours derived from ISS T51 and VIMS T51 images, which were acquired at the same date, with those derived from RADAR images acquired 3-4 (T57-58) and 10 (T65) months later (Figs. 8.6 and 8.7). Whereas Ontario Lacus' contour derived from the VIMS T51 image perfectly matches the contour derived from RADAR images, the contour derived from the ISS T51 image differs slightly in the southwestern part of Ontario Lacus (Fig. 8.7). Since (1) no change in the infrared spectral behavior has been documented so far for Ontario Lacus' interior, (2) VIMS data require much less processing at 5 μm than ISS does at 0.93 μm due to the atmospheric scattering effects present in ISS images, and (3) the shape of Ontario Lacus' contour is identical in VIMS and RADAR data, we suspect that the difference in shape between ISS and VIMS images acquired during the same flyby (T51) is an artifact due to atmospheric scattering on the ISS T51 image. This interpretation is strengthened by the fact that it is not the case for the ISS rev09 image, the viewing geometry of which is more favorable than that of the ISS T51 image (Section 8.2.1), and therefore less prone to atmospheric scattering. The contrast in ISS rev09 image, weaker but of the same order as that in the VIMS T51 image, is thus stronger than the contrast in the ISS T51 image, which may also explain why the outer contour of Unit C is not seen in the latter image while it is detected in the former images.

8.4.3 Geomorphological interpretation of detected contours

The Ontario Lacus landsystem comprises different geomorphological units, which differ in their infrared and/or microwave signatures (Figs. 8.2 and 8.3). Of particular interest to this study are the following units.

- Units A and B are located in the Ontario Lacus topographic depression (*Wye et al.*, 2009; *Cornet et al.*, 2012a). These units have been interpreted either (1) collectively as a surface liquid body covering entirely the depression floor (*Brown et al.*, 2008; *Wye et al.*, 2009; *Hayes et al.*, 2010; *Wall et al.*, 2010), or (2) respectively as the liquid-covered and exposed parts of the depression floor (*Cornet et al.*, 2012a).
- Unit E surrounds the topographic depression and has been interpreted as an alluvial plain (*Lorenz et al.*, 2010a; *Wall et al.*, 2010; *Cornet et al.*, 2012a).
- Unit C is a curved strip located between the topographic depression and the alluvial plain along the southern and eastern margins of Ontario Lacus (Fig. 8.3). It has been interpreted either (1) as a part of the liquid body that covers the depression floor (*Hayes et al.*, 2011; *Turtle et al.*, 2011c), or (2) as a part of the alluvial plain that was flooded at some time in the past (*Barnes et al.*, 2009a; *Cornet et al.*, 2012a).

At optical wavelengths, the brightness of Unit C is intermediate between that of Units A and B on one side, and that of Unit E on the other side (Fig. 8.2). Therefore, it is barely resolved in ISS images, because of the low contrast and poor actual resolution inherent to images acquired at short wavelengths through Titan's atmosphere. This is well illustrated by the fact that the inner and outer

contours of Unit C are poorly defined and lack continuity when edge detection is applied to ISS images (Fig. 8.6a and c). On the other hand, Unit C is visible in VIMS data thanks to its specific spectral properties (Barnes *et al.*, 2009a; Cornet *et al.*, 2012a) and its inner and outer contours are resolved when edge detection is applied to VIMS images (Figs. 8.6b and d, and Fig. 8.7). Unit C is not differentiated from Unit E in RADAR images (Fig. 8.2), which suggests that its physical properties with respect to microwaves are similar to those of the alluvial plain.

In analyzes of ISS images performed by Hayes *et al.* (2011) and Turtle *et al.* (2011c), Unit C was considered as a part of the Ontario Lacus liquid fill. However, the good spatial correlation between VIMS T51 and RADAR T57-58-65 data, along with the altimetry data given by the T49 RADAR altimetric profile, indicates that Unit C is located outside the Ontario Lacus topographic depression (Cornet *et al.*, 2012a) and therefore cannot be part of its current liquid fill. Thus, poor visibility of Unit C on ISS images, due to its poor contrast with respect to adjacent units, is an important reason for the discrepancy between our results and those of previous workers.

8.5 Conclusion

We mapped the contour of Ontario Lacus in images obtained between 2005 and 2010 using a conventional edge detection method based on the computation of spatial gradients in images. This method provides quantitative estimates, in the form of confidence strips, of the spatial accuracy of the detected contours. We applied this method to all the images of Ontario Lacus thus far acquired by the Cassini ISS, VIMS and RADAR instruments. We find that no measurable changes in the shape of this contour can be highlighted between 2005 and 2010 at the actual spatial resolutions of the observations. Differences in the fundamental assumptions lying behind the contour detection methods and in estimates of errors on locations of detected contours explain much of the discrepancy between our results and those of previous analyses ([Hayes *et al.*, 2011](#); [Turtle *et al.*, 2011c](#)), in addition to atmospheric scattering effects that are responsible for large uncertainties in the location of contours derived from ISS images. Interpretation of the distinct geomorphological units has also strong consequences on the change detection.

The lack of measurable displacements means that potential displacements of Ontario Lacus' margin cannot be detected at the spatial resolution of the available datasets. This lack of measurable displacements is consistent with the interpretation that the imaged contour is the border of a surface liquid body ([Brown *et al.*, 2008](#); [Hayes *et al.*, 2010](#); [Wall *et al.*, 2010](#)), provided that the extent of this liquid body has not changed significantly between 2005 and 2010. This would imply that the balance between evaporation and precipitation was not sufficiently in favor of one or the other at the time of the observations to produce measurable changes in the extent of the surface liquid body. This is consistent with recent modeling results of a 3D GCM ([Schneider *et al.*, 2012](#)), which indicate potential replenishment of Ontario Lacus with methane between 1997 and 2007 (Evaporation - Precipitation < 0) and slow evaporation of this methane since 2007 (Evaporation - Precipitation = 0), with an absence of additional precipitations until around 2027. The lack of measurable displacement of the margin is also consistent with the presence of ethane in Ontario Lacus, which has been detected from VIMS data ([Brown *et al.*, 2008](#)) and which would reduce the evaporation rate ([Mitri *et al.*, 2007](#)).

Alternatively, the lack of measurable displacement of Ontario Lacus' margin is consistent with the interpretation that the imaged contour actually represents the topographic margin of a shallow flat-floored depression ([Lorenz *et al.*, 2010a](#); [Cornet *et al.*, 2012a](#)) rather than the border of a shallowing liquid fill ([Wye *et al.*, 2009](#); [Hayes *et al.*, 2010](#); [Wall *et al.*, 2010](#)). If this alternative interpretation is correct, potential temporal changes in the extent of the liquid fill would have to be sought for on the floor of the depression (e.g. at the border between Units A and B, Fig. 2) rather than along its margin.

The Ontario Lacus region is currently progressing into the dark winter season and after 2012 will remain in the dark up to the end of the Cassini Solstice mission in 2017. Thus, no further VIMS or ISS imaging will be possible during the mission. The potential acquisition of new RADAR data would allow further measurements of the temporal behavior of Ontario Lacus, before awaiting the next, as yet unfunded, Titan mission.

Quatrième partie

Discussion : Formation des dépressions lacustres de Titan par analogie avec la Terre - Relation avec le climat

Chapitre 9

Les analogues morphologiques terrestres des dépressions lacustres de Titan

Suite à l'étude géomorphologique d'Ontario Lacus avec les données de la sonde Cassini, j'ai développé une analogie avec des morphologies lacustres karstiques et évaporitiques terrestres, les pans d'Etosha, afin de proposer un mode de formation possible d'Ontario Lacus (Chapitre 7). Cette analogie implique un mécanisme actif de dissolution/cristallisation à la surface de Titan semblable à celui qui se produit dans certaines régions terrestres au climat aride/semi-aride. Ce mécanisme permettrait la formation régionale d'une couche géologique superficielle par cristallisation évaporitique, et la dégradation locale de cette même couche par dissolution pour y faire apparaître des dépressions. L'absence de changements dans la position du contour d'Ontario Lacus mesurables depuis l'orbite semble compatible avec cette hypothèse de formation (Chapitre 8).

Cependant, les mécanismes modelant la surface de Titan restent mal connus. En particulier, la question de l'origine des dépressions topographiques dans lesquelles les lacs se forment est toujours débattue. Les études visant à différencier quantitativement les modes de formation possibles des lacs de Titan en fonction de la géométrie de leurs lignes de rivages, par analogie avec les lignes de rivages de lacs terrestres rencontrés dans des contextes variés (érosion et dépôt glaciaire, cratères d'impacts, thermokarsts, karsts, volcaniques, tectoniques, fluviaux ou éoliens) sont sans succès ([Sharma et Byrne, 2010, 2011](#); [Harrison, 2012](#)). L'origine des dépressions lacustres est donc à ce jour toujours débattue. Les lacs sur Terre sont issus du remplissage de dépressions topographiques par de l'eau liquide provenant de précipitations, de la fonte de glace ou de l'affleurement de la nappe phréatique en surface. L'essentiel des dépressions lacustres de Titan se développant dans des régions relativement planes, leurs analogues terrestres doivent aussi être recherchés dans des régions planes.

Plusieurs études morphologiques semblent indiquer une possible origine karstique des dépressions lacustres sur Titan. Quelques autres travaux mentionnent des analogies avec des morphologies thermokarstiques, évaporitiques et volcaniques terrestres, voire liées à des cratères d'impacts.

L'hypothèse de formation des lacs dans des cratères d'impacts est cependant peu probable étant donné la forte densité des lacs dans les régions polaires Nord ([Stofan *et al.*, 2007](#)).

Dans ce Chapitre, je recense les mécanismes de formation possibles des dépressions lacustres de Titan en m'appuyant sur les analogies morphologiques les plus pertinentes proposées à ce jour : les lacs de dépressions volcaniques, thermokarstiques, karstiques, évaporitiques et karsto-évaporitiques. Ces analogies morphologiques, qui ont pour but final de contraindre le mode de formation des dépressions topographiques et le fonctionnement des lacs de Titan à partir de mécanismes connus sur Terre, sont restées au stade embryonnaire dans la littérature par manque de contraintes. Dans ce Chapitre, je développe ces analogies plus en détail et je mentionne leurs implications pour la surface de Titan. Je résume les points clés, les limitations et les perspectives d'études de chaque hypothèse dans un bilan général en fin de Chapitre.

9.1 Les analogues terrestres en milieu volcanique : les calderas, les complexes caldériques et les maars

Certains auteurs tentent d'expliquer l'existence des petits lacs et des petites lacunae par une origine volcanique. Je discute donc dans cette Section de l'analogie entre les petits lacs de Titan et les lacs d'édifices volcaniques (lacs de calderas et de complexes caldériques, maars).

9.1.1 Analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les calderas, les complexes caldériques et les maars terrestres

Les premières interprétations sur une possible origine volcanique des dépressions dans lesquelles les petits lacs de Titan se forment proviennent de [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) et [Wood *et al.* \(2007\)](#). Ces travaux montrent que plus d'une dizaine de dépressions topographiques circulaires, de quelques kilomètres de diamètre et possédant des escarpements surélevés d'une hauteur allant jusqu'à 600 m par rapport à leur fond ([Kirk *et al.*, 2007](#)), existent dans les régions polaires Nord (régions planes). Ces dépressions sont entourées par des halos brillants au RADAR. Ces halos seraient probablement composés de matériaux rugueux par rapport aux terrains alentours, et parfois associés à des figures d'écoulement. Certaines de ces dépressions sont imbriquées. [Wood \(2011\)](#) interprète la netteté du contour des dépressions circulaires comme une indication de leurs âges relatifs. Enfin, certaines de ces petites dépressions topographiques circulaires contiennent des lacs. La Fig. 9.1 représente quelques exemples de ces lacs circulaires vus dans les régions polaires Nord de Titan.

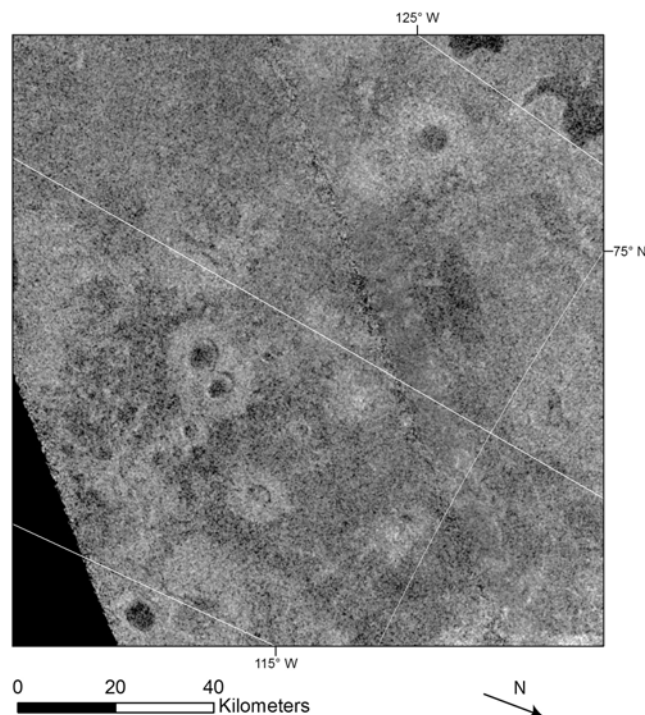


FIGURE 9.1 – Complexe lacustre formé par de petits lacs circulaires mis en place dans ce qui est interprété comme des calderas cryovolcaniques. Image issue du SIG développé au LPGNantes.

Ce type de dépressions circulaires parfois imbriquées et à escarpements surélevés peut être associé à une origine volcanique. Sur Terre, un (ou plusieurs) édifice(s) volcanique(s) peuvent se former à un endroit donné et peuvent ensuite accueillir des lacs de diverses origines (accumulation de précipitations, nappe phréatique qui affleure en surface). C'est ainsi que [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) et [Wood *et al.* \(2007\)](#) suggèrent que ces petites dépressions topographiques soient formées suite à des épisodes de cryovolcanisme dans les régions polaires Nord. Elles se rempliraient d'hydrocarbures liquides de façon analogue aux lacs de calderas ou de maars terrestres. Les halos brillants entourant les dépressions pourraient constituer des éjectas pyroclastiques ou des coulées de cryolaves.

9.1.2 Formation des calderas, complexes caldériques, et des maars sur Terre

Dans cette Section je décris les propriétés morphologiques et les modes de formation des calderas, des complexes caldériques et des maars sur Terre. Cette description permettra ensuite de faire ressortir les implications de cette analogie sur Titan.

9.1.2.1 Les calderas et complexes caldériques

Les calderas sont des vastes édifices volcaniques d'effondrement en forme de chaudron à fond plat. Leur diamètre varie de quelques kilomètres à une centaine de kilomètres ([Lipman, 2000](#); [Cole *et al.*, 2005](#); [Acocella, 2007](#); [Manville, 2010](#)). Les calderas sont bordées par des escarpements verticaux qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur et qui constituent une faille circulaire autour de l'édifice ([Williams et McBirney, 1979](#); [Lipman, 2000](#); [Mouginis-Mark et Rowland, 2001](#); [Cole *et al.*, 2005](#); [Acocella, 2007](#)). Les complexes caldériques sont issus de la formation de calderas d'âges différents ([Cole *et al.*, 2005](#)). L'imbrication des calderas peut aussi être dû à la présence de multiples chambres magmatiques en profondeur.

Les calderas possèdent divers modes de formation, aussi appelés pôles purs de formation ou *endmembers* ([Williams et McBirney, 1979](#); [Lipman, 2000](#); [Cole *et al.*, 2005](#)). Les mécanismes de formation des calderas les plus courants, tous associés à l'effondrement de la chambre magmatique pendant ou après une éruption volcanique, sont illustrés sur la Fig. 9.2. Les calderas peuvent être engendrées par l'effondrement brutal d'une chambre magmatique située en profondeur à la suite d'une éruption explosive ou effusive sous l'action du poids de l'édifice volcanique. Dans ce cas, on distingue des effondrements (1) en piston (le mécanisme le plus commun et le plus simple), où la surface de l'édifice volcanique subsiste en un seul bloc ; (2) fragmentaires chaotiques ou *piecemeal*, où le fond de l'édifice volcanique est composé de plusieurs blocs et/ou issu de multiples chambres magmatiques ; (3) en trappes ou *trapdoor*, où l'effondrement se focalise sur un bord de l'édifice volcanique lorsque la faille circulaire n'est pas complètement formée ; (4) par affaissement ou *downsag*, lorsque la faille circulaire n'est pas formée et que les roches subsident par déformation sans fracture ; ou (5) en entonnoir ou *funnel*, lié à une remontée locale de magma ([Walker, 1984](#); [Lipman, 2000](#); [Cole *et al.*, 2005](#)). D'autres origines possibles des calderas impliquent une surpressurisation de la chambre magmatique, entraînant la formation d'un dôme puis son affaissement ([Gudmundsson, 1988](#)) ; ou une altération hydrothermale des roches constituant l'édifice volcanique, entraînant une arigilisation/sulfatation de celles-ci et un lent phénomène de

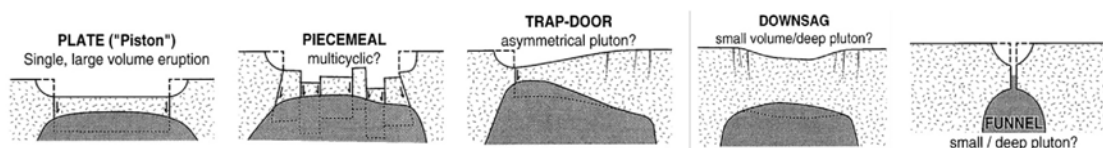


FIGURE 9.2 – Formation de calderas par effondrement de la chambre magmatique suite à une éruption. Image modifiée d'après [Acocella \(2007\)](#).

fluage déclenchant l'effondrement progressif de l'édifice volcanique ([Merle *et al.*, 2010](#)).

Une fois formée, la caldera peut se remplir par des liquides d'origines diverses et former les lacs de caldera ([Manville, 2010](#)). Crater Lake (Oregon, États-Unis) est un exemple de lac de caldera utilisé par [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) pour l'analogie avec les lacs de Titan. C'est un lac situé dans une caldera de 10 km de longueur pour 8 km de largeur et environ 600 m de profondeur, formée par un effondrement dit en piston ([Lipman, 2000](#); [Cole *et al.*, 2005](#)). Le lac Toba (Sumatra, Indonésie) est un autre exemple de lac intra-caldera utilisé par [Sharma et Byrne \(2011\)](#) dans leur analyse des lignes de rivages des lacs de Titan. Ce lac est situé dans la plus grande caldera du monde et possède une forme plus irrégulière. Il couvre une surface d'environ 100 km de long pour une largeur moyenne de 30 km et possède une profondeur d'environ 500 m. Les Deriba Lakes, situés au sein de la caldera Jebel Marra (5 km de diamètre) au Soudan ([Manville, 2010](#)), constituent des exemples de lacs distincts résidant dans des calderas imbriquées. La Fig. 9.4 présente ces quelques calderas et structures caldériques accueillant des lacs.

9.1.2.2 Les maars

Les maars sont des édifices volcaniques explosifs de forme circulaire à elliptique, de 100 m à 2 km de diamètre pour quelques dizaines de mètres à plus de 200 m de profondeur. Les maars possèdent un escarpement sur leur bord surplombant de quelques mètres à 100 m les terrains alentours. Dans son analogie avec les lacs de Titan, [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) fait référence aux maars du Cap Espenberg (Devil Mountain Lakes Maar, South Killeak Maar, North Killeak Maar et Whitefish Maar), situés à l'extrémité Nord de la Seward Peninsula en Alaska. Ces maars mesurent entre 4 et 8 km de diamètre pour une profondeur de l'ordre de 300 m et constituent les plus grands maars terrestres ([Béget *et al.*, 1996](#)). Ils ont la taille de petites calderas et seraient issus de l'interaction entre un magma et le pergélisol d'Alaska. D'autres maars, tels les maars de Ukinrek en Alaska ([Kienle *et al.*, 1980](#); [Lorenz, 1986](#); [Béget *et al.*, 1996](#)) ou de Taal aux Philippines ([Béget *et al.*, 1996](#)), seraient issus d'interactions entre un magma et une nappe phréatique (voire un lac de surface), mais ce type d'interactions produirait des maars moins imposants, avec un diamètre de l'ordre de 200 à 300 m pour une profondeur allant de 50 à 100 m. La Fig. 9.4 présente quelques maars situés en Alaska (Esenberg et Ukinrek). Les maars se forment de manière brutale. On peut notamment citer l'exemple des maars de Ukinrek qui se sont formés en seulement 11 jours en 1977 ([Kienle *et al.*, 1980](#); [Lorenz, 1986](#)).

Les maars sont issus de l'interaction en profondeur entre un magma chaud remontant le long

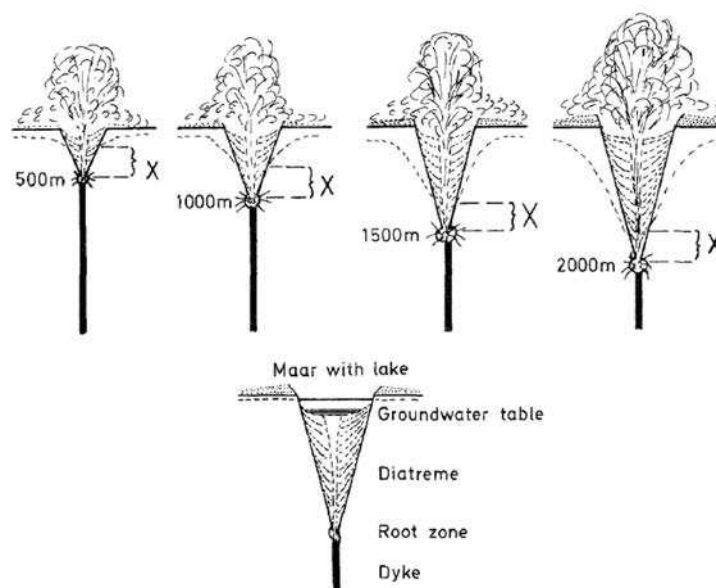


FIGURE 9.3 – Formation d'un maar et de son diatrème. Image : [Lorenz \(1986\)](#).

de conduits verticaux et un niveau riche en eau (nappe phréatique, pergélisol, plus rarement eau de surface) ([Lorenz, 1973, 1985](#); [Béget *et al.*, 1996](#)). La remontée du magma génère des fissures dans la sub-surface, dans lesquelles l'eau souterraine peut s'infiltrer. L'eau présente se réchauffe alors puis se vaporise au sein des fissures de propagation. Cette vaporisation au sein d'un volume fini augmente la pression dans le sol, et entraîne l'explosion des roches. On parle alors d'éruptions phréatomagmatiques. La zone d'explosion est en déficit de masse par rapport à la roche sus-jacente et constitue une zone d'effondrement en profondeur. Cette zone d'effondrement se propage en direction de la surface et produit finalement un cratère d'effondrement ou maar (Fig. 9.3). Durant l'éruption et pendant l'effondrement, les débris éjectés s'accumulent autour du maar et le long de ses bords internes. La zone d'effondrement se présente ainsi sous la forme d'une fissure conique plus large que la fissure initiale ayant causé l'explosion, et est comblée par des produits bréchiques (débris pyroclastiques et blocs provenant des bords du cratère formé) ([Lorenz, 1985, 1986](#)). Cette fissure conique est appelée diatrème. La nappe phréatique ayant interagi avec le magma pendant l'éruption peut ensuite alimenter le diatrème et le maar et créer ainsi un lac.

9.1.3 Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan

L'analogie entre les lacs de Titan et les lacs de calderas, de complexes caldériques et de maars implique des épisodes cryovolcaniques dans les régions polaires Nord de Titan. Les calderas et les maars sont des dépressions topographiques formées par l'effondrement de la surface sous l'effet d'une activité volcanique en profondeur. Les lacs de calderas et de maars n'ont pas d'origine volcanique à proprement parler mais remplissent ces dépressions volcaniques formées par effondrement (sous/sur-pressurisation de la chambre magmatique, altération hydrothermale, éruptions phréatomagmatiques). Ce remplissage des dépressions peut être causé par l'accumulation en surface de précipitations ou par l'affleurement d'une nappe phréatique en surface.

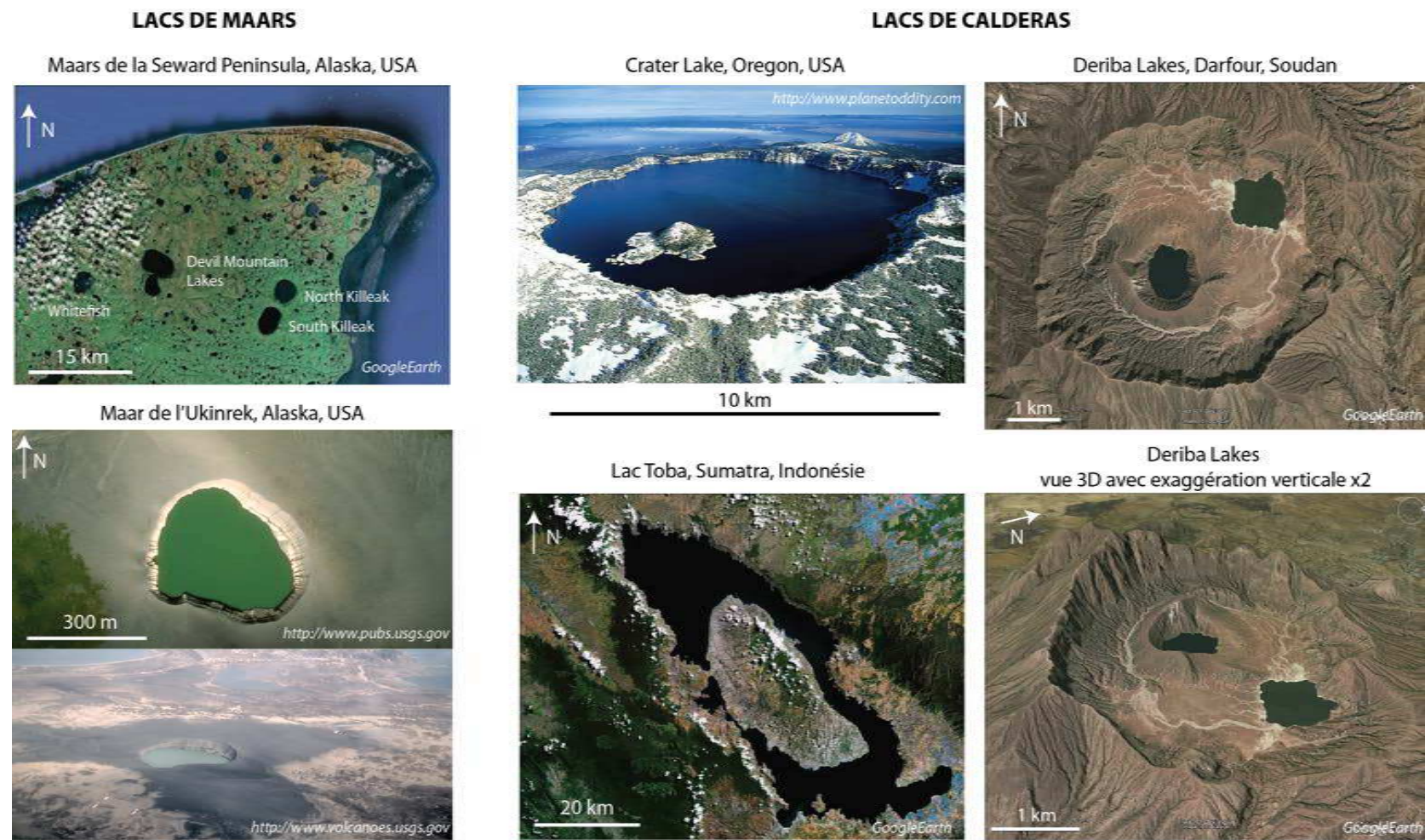


FIGURE 9.4 – Lacs de maars et de calderas sur Terre, potentiels analogues de lacs sur Titan en terrains volcaniques.

Suivant ces analogies en régions volcaniques, les petites dépressions topographiques circulaires sur Titan pourraient être causées par la présence de chambres cryomagmatiques en profondeur. Les lacs remplissant certaines de ces dépressions seraient issus de l'accumulation de possibles précipitations d'hydrocarbures liquides (apport atmosphérique) ou de l'affleurement d'une nappe d'hydrocarbures (apport souterrain) en surface. La présence d'une éventuelle nappe d'hydrocarbures liquides proche de la surface serait cohérente avec le modèle de [Hayes *et al.* \(2008\)](#) pour expliquer les variations texturales des dépressions de Titan au RADAR par différents stades de remplissage des dépressions. La principale limitation de ce genre de mécanisme résiderait dans l'absence d'observations montrant d'autres structures cryovolcaniques avérées sur Titan à des latitudes similaires.

9.2 Les analogues terrestres en milieux glaciaires et périglaciaires : les thermokarsts

J'ai présenté précédemment l'analogie entre les petits lacs circulaires de Titan et des structures volcaniques terrestres. Cependant, les lacs de Titan ne sont pas restreint à ces morphologies circulaires à bords topographiques marqués. En effet, ils peuvent présenter des formes plus irrégulières et leur densité peut être relativement importante dans les régions polaires Nord. Un des mécanismes invoqués pour expliquer ces réseaux de lacs dans des régions planes serait un mécanisme de type thermokarstique. Je discute donc dans cette Section de l'hypothèse thermokarstique de l'origine des lacs de Titan.

9.2.1 Analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les dépressions thermokarstiques terrestres

[Kargel et al. \(2007\)](#) et [Mitchell et al. \(2007\)](#) sont les premiers à suggérer des analogies possibles entre les lacs de Titan et des formes lacustres rencontrées en milieu glaciaire et périglaciaire (lacs thermokarstiques et alases). L'analogie entre les lacs de Titan et les lacs thermokarstiques périglaciaires se base sur la morphologie subcirculaire des lacs de Titan, qui semblent coalescer entre eux et dont certains possèdent des bords topographiques marqués (jusqu'à quelques centaines de mètres de hauteur) pour de faibles profondeurs de liquides. L'analogie entre les lacs de Titan et les lacs thermokarstiques glaciaires provient de l'observation par [Kargel et al. \(2007\)](#) de morphologies ressemblant potentiellement à des glaciers alpins (glaciers d'altitude) d'Alaska aux latitudes où les lacs de Titan sont présents. Ces glaciers pourraient se former par l'accumulation d'hydrocarbures solides en surface dans des régions localisées. La Fig. 9.5 présente une partie du vaste réseau lacustre Nord, pouvant ressembler à des lacs terrestres développés en milieux glaciaires et périglaciaires.

D'un point de vue morpho-climatique, ces analogies avec les environnements périglaciaires et glaciaires reposent sur le fait que les températures de surface sur Titan sont basses, comprises entre 90 et 94 K, et plus généralement entre 90,5 et 91,7 K au niveau des régions polaires Nord et Sud ([Jennings et al., 2009](#); [Cottini et al., 2012](#)). La température de fusion du méthane est de 90,7 K, ce qui pourrait permettre de développer une couche riche en glace de méthane dans la proche sub-surface de Titan, soit l'équivalent d'un pergélisol (ou sol gelé, *permafrost*) ([Harrisson, 2012](#)).

Parmi les analogues cités, [Mitchell et al. \(2007\)](#) mentionnent les lacs thermokarstiques de la Seward Peninsula en Alaska et de la Tuktoyaktuk Peninsula au Canada. [Harrisson \(2012\)](#) mentionne des analogies possibles avec les alases périglaciaires de Yakoutie (Sibérie), dont les dimensions sont relativement comparables aux dimensions des lacs de Titan ([Lunine et Atreya, 2008](#)). Je décris ci-après le mode de formation de telles structures géologiques sur Terre.

9.2.2 Formation des lacs thermokarstiques et des alases sur Terre

Sur Terre, l'existence de dépressions thermokarstiques est directement liée à la dégradation de sols appelés pergélisols (ou *permafrost*) en sub-surface. Les pergélisols sont des sols dont la

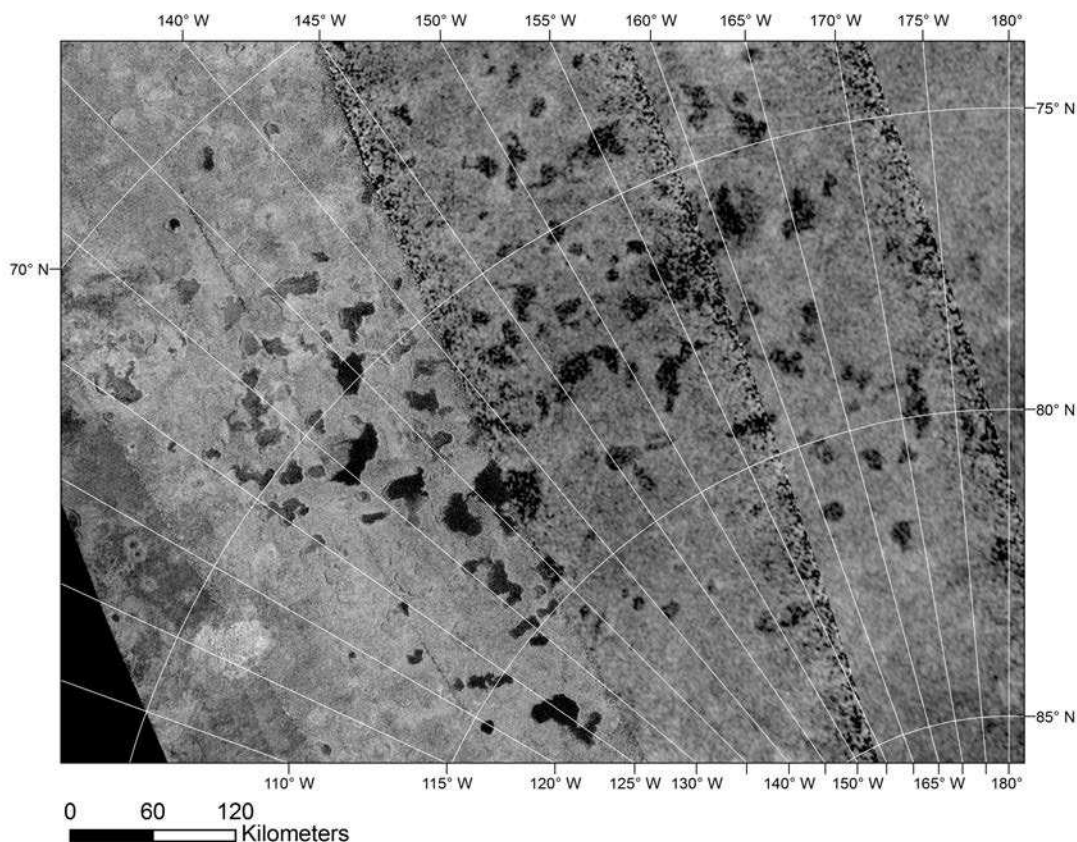


FIGURE 9.5 – Réseaux de lacs dans les régions polaires Nord de Titan, potentiellement analogue aux lacs des milieux glaciaires et périglaciaires terrestres. Image issue du SIG développé au LP-GNantes.

température est au maximum égale à 0°C durant au moins deux années consécutives (Washburn, 1979; Davis, 2001; French, 2007). Les pergélisols peuvent être gelés, partiellement gelés ou non gelés, de façon diurne, saisonnière ou pérenne, et s'étendent sur des épaisseurs allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Le pergélisol le plus épais sur Terre réside en Sibérie (Yakoutie Centrale) et mesure près de 1500 m d'épaisseur.

Les pergélisols sont répartis sur Terre en fonction de la latitude et de l'altitude et donc du climat. Ils constituent un héritage des climats passés et sont localisés principalement aux latitudes où les calottes polaires s'étendaient lors de la dernière glaciation (il y a environ 10 000 ans). On distingue ainsi des pergélisols latitudinaux ou polaires (Arctique et Antarctique, aux hautes latitudes $> 55^{\circ}$), alpins (zones montagneuses) ou de plateaux (Qinghai-Xizang, Tibet). Les pergélisols sont aussi classés selon leur étendue horizontale et verticale comme continus (90 - 100 % de gel), discontinus (50 - 90 % de gel), sporadiques (10 - 50 % de gel) ou isolés (0 - 10 % de gel). La Fig. 9.6 représente la localisation des différents types de pergélisol en fonction de la latitude, avec la localisation des possibles analogues des lacs de Titan cités par Kargel *et al.* (2007), Mitchell *et al.* (2007) et Harrisson (2012). D'autres morphologies accompagnent la formation de pergélisols, dont la formation de polygones de contraction thermique ou de pingos (collines formées par l'injection de glace ou d'eau sous pression dans la sub-surface).



FIGURE 9.6 – Localisation des pergélisols continus, discontinus, sporadiques et isolés ainsi que des possibles analogues des lacs de Titan. Crédits : UNEP.

La caractéristique la plus importante des pergélisols en terme de morphologie superficielle est probablement l'existence d'une couche active, plus ou moins épaisse selon les régions, subissant des cycles diurnes, saisonniers ou annuels de gel/dégel (par fonte ou par sublimation de la glace) associés à des déstabilisations thermiques du pergélisol. Ces déstabilisations thermiques s'effectuent consécutivement à une augmentation de la température de la surface. Le dégel du pergélisol s'accompagne d'une subsidence de la surface par perte de masse, d'effondrements locaux ou étendus, de processus d'érosion et de la présence d'instabilités dans le sol, créant ainsi des dépressions thermokarstiques dont la profondeur est comparable à l'épaisseur de la couche active du pergélisol (Czudek et Demek, 1970).

Le mot « thermokarst » est dans un premier temps utilisé pour décrire des terrains vallonnés, irréguliers, formés par la fonte et l'abrasion thermique de complexes sédimentaires glacés avant d'être associé aux processus de fonte ou dégradation des pergélisols (Washburn, 1979; French, 2007). Les pergélisols qui se développent au moment du dépôt de sédiments (pergélisols syngénétiques) sont plus enclins à une fonte importante, causée par une forte teneur en glace d'eau, que les pergélisols formés par exposition de roches à des conditions froides pérennes (pergélisols

épigénétiques) (French, 2007). Enfin, les dépressions thermokarstiques se développent dans des régions planes et accueillent le plus souvent des lacs ou des étangs.

Les plus vastes étendues de lacs thermokarstiques et d'alases comprennent la Yakoutie Centrale en Sibérie (Czudek et Demek, 1970), le Territoire du Yukon au Canada, les Territoires du Nord-Ouest du Canada, qui englobent le delta du McKenzie et la péninsule du Tuktoyaktuk, ou l'Alaska (comprenant la Seward Peninsula, États-Unis).

9.2.2.1 Les lacs thermokarstiques ou lacs de fonte, les alases et les pingos

Les lacs thermokarstiques ou lacs de fonte constituent des dépressions topographiques généralement planes et closes couvertes d'eau liquide. La forme et la taille des lacs thermokarstiques sont directement liées à la quantité de glace présente dans le sol et à la profondeur jusqu'à laquelle la glace fond (Washburn, 1979).

Leur forme, très variable, est souvent allongée et relativement symétrique par rapport à leur axe principal d'élongation (ex : Nord de l'Alaska, Fig. 9.7). Cette forme allongée possède diverses origines et n'est pas directement liée à la formation du thermokarst. Ces origines possibles incluent l'effet des vents soufflant perpendiculairement aux lacs thermokarstiques (Price, 1968; Washburn, 1979), de la topographie régionale entraînant le développement du thermokarst dans la direction de la pente régionale (Pelletier, 2005), ou des héritages morpho-climatiques des glaciations passées. Les lacs thermokarstiques peuvent être elliptiques, rectangulaires, triangulaires, avec des tailles pouvant aller de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de diamètre dans le cas des lacs thermokarstiques allongés, pour une profondeur de quelques mètres (French, 2007). Le fond des plus grands lacs peut posséder une forme en escalier avec un centre de 2 à 4 m de profondeur et une terrasse littorale de quelques dizaines de centimètres de profondeur, ou une forme en soucoupe mesurant jusqu'à 2 m de profondeur tout au plus (Washburn, 1979; French, 2007).

Les lacs thermokarstiques sont des formes du paysage actives des régions périglaciaires et peuvent grandir avec des taux de croissance allant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres par an (Washburn, 1979). Le dégel annuel de la couche active du pergélisol peut entraîner des glissements de terrains superficiels, élargissant ainsi l'aire du lac de thermokarst. Le réseau de lacs thermokarstiques étant très dense dans les régions périglaciaires, les dépressions thermokarstiques peuvent se joindre et créer de plus grands lacs par coalescence (Hopkins, 1949).

Certains lacs thermokarstiques peuvent avoir une origine glaciaire par la fonte d'un glacier enfoui dans le sol, créant ainsi des structures arrondies en forme de chaudron (appelées *kettle holes*) dont la taille peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Washburn, 1979). Les glaciers sur Terre sont définis par des masses pérennes de composés volatiles présents dans l'atmosphère et condensés sous forme solide, et montrent des signes visibles de fluage sous la force de leur propre poids (Kargel *et al.*, 2007). Les glaciers peuvent inclure des gaz et d'autres liquides et solides non-volatiles (Kargel *et al.*, 2007).

Les alases sont des dépressions thermokarstiques arrondies ou ovales possédant des bords abrupts et un fond plat ou parfois bosselé, souvent exposé et recouvert de végétation (Czudek et Demek,

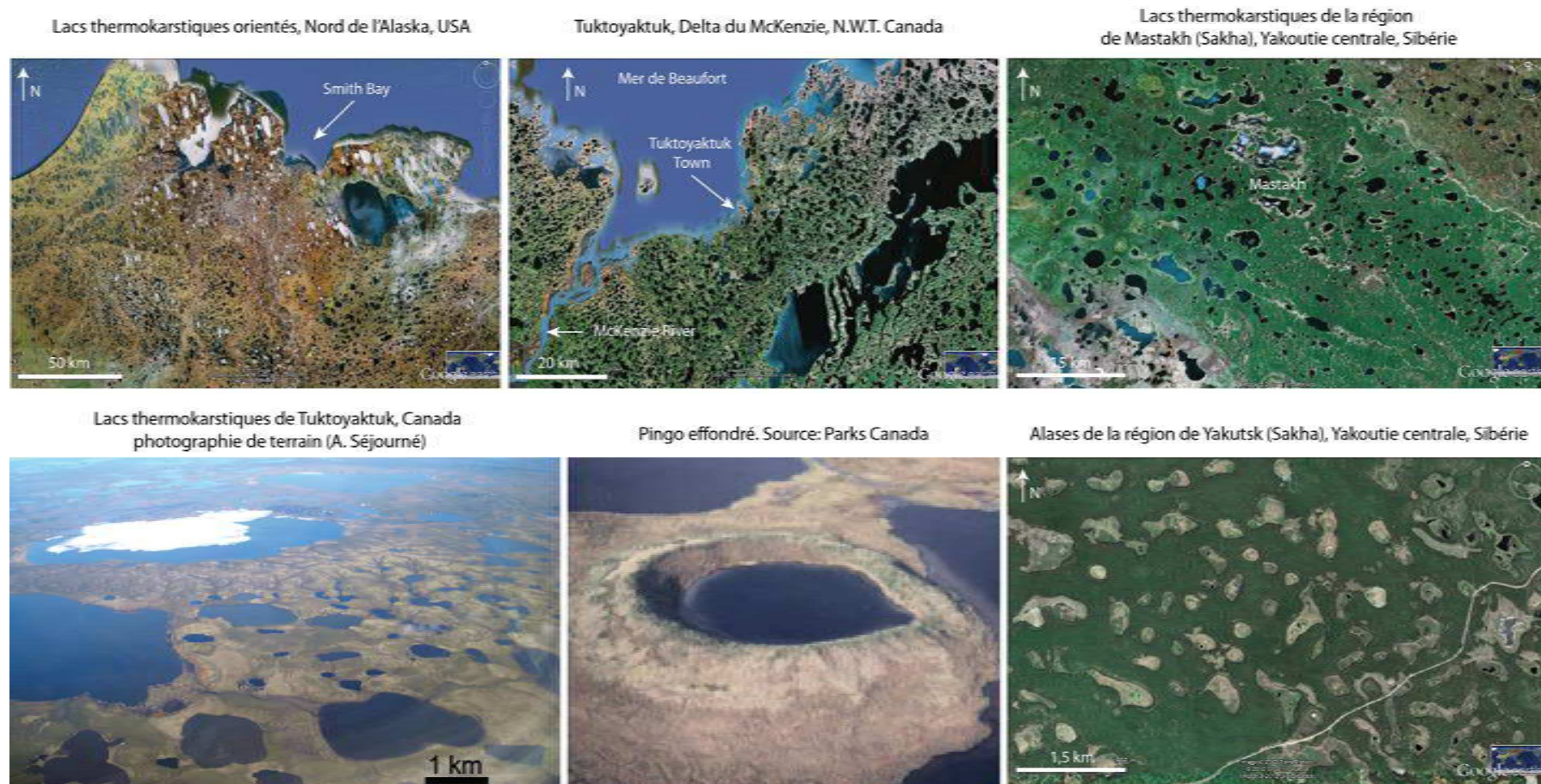


FIGURE 9.7 – Paysages thermokarstiques d’Alaska, du Canada et de Sibérie, incluant des lacs thermokarstiques, des alases et des pingos effondrés. Images satellite : Google Earth.

1970; Davis, 2001; French, 2007). Les alases sont particulièrement bien développés en Sibérie, où il mesurent entre 100 m et 15 km diamètre pour une profondeur allant de 3 à 40 m (Czudek et Demek, 1970; Washburn, 1979). Ils peuvent être remplis par des lacs thermokarstiques. Les alases constitueraient de potentiels analogues terrestres des lacunae sur Titan.

Les pingos sont des collines formées par une injection localisée de glace ou d'eau sous pression au sein du sol. La glace, étant moins dense que les sédiments alentours, remonte et forme une colline. La fonte de la glace ayant initialement formé le pingo aboutit à son effondrement soit au niveau de ses flancs, soit au niveau de son sommet. Les pingos effondrés forment généralement des dépressions topographiques peu profondes, généralement ovales ou arrondies, et possèdent des escarpements faiblement surélevés par rapport à la plaine alentour (Washburn, 1979; Davis, 2001). Les pingos peuvent atteindre jusqu'à 50 m de hauteur et 900 m de largeur, mais ont plus généralement un diamètre de 200 m (Davis, 2001). Les pingos effondrés pourraient constituer des analogues potentiels des dépressions topographiques circulaires de petite taille vues dans les régions polaires de Titan. Ces différents types de dépressions thermokarstiques sont présentés sur la Fig. 9.7.

9.2.2.2 Exemple du développement du thermokarst de Yakoutie Centrale (Sibérie)

Le cycle de développement du thermokarst de Yakoutie Centrale (Sibérie) décrit par Soloviev (1973) permet de comprendre comment un thermokarst se forme. Ce cycle est directement lié à la fonte de « coins de glace » formés entre des polygones de contraction thermique. Les thermokarsts sont tout d'abord issus de la fonte d'un pergélisol, et particulièrement au niveau de ces coins de glace. Cette fonte forme des cavités entre les polygones de contraction thermique suite à la subsidence du sol (Fig. 9.8a). La dégradation continue de la couche active du pergélisol augmente la taille des cavités et produit un réseau bosselé, formé par des polygones convexes connectés entre eux par les cavités (Fig. 9.8b). Le réseau bosselé commence à former une dépression aux pentes faibles sous l'effet de la subsidence du sol (Fig. 9.8c). Cette dépression peut se remplir d'eau. La présence d'eau en surface accélère alors la fonte du pergélisol et donc la subsidence généralisée du sol. Cette subsidence accrue forme une dépression globale à fond plat (ou légèrement bosselé) et à pentes abruptes évoluant petit à petit vers des pentes plus faibles par des glissements de terrain (Fig. 9.8d). La dépression thermokarstique est alors souvent remplie par un lac thermokarstique. Lorsque le lac disparaît par évaporation ou drainage, la dépression topographique subsiste et forme un alas (Fig. 9.8e). Ce scénario de formation est présenté sur la Fig. 9.8, issue de la thèse de Séjourné (2011).

9.2.3 Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan

La formation de thermokarsts repose sur une altération physique du sol par augmentation de température. Le sol s'affaisse suite à la déstabilisation thermique du pergélisol. Cet affaissement (ou subsidence) crée des dépressions thermokarstiques qui se remplissent par des lacs ou qui restent exposées à l'air libre (alases). Ce processus de formation nécessite obligatoirement l'existence,

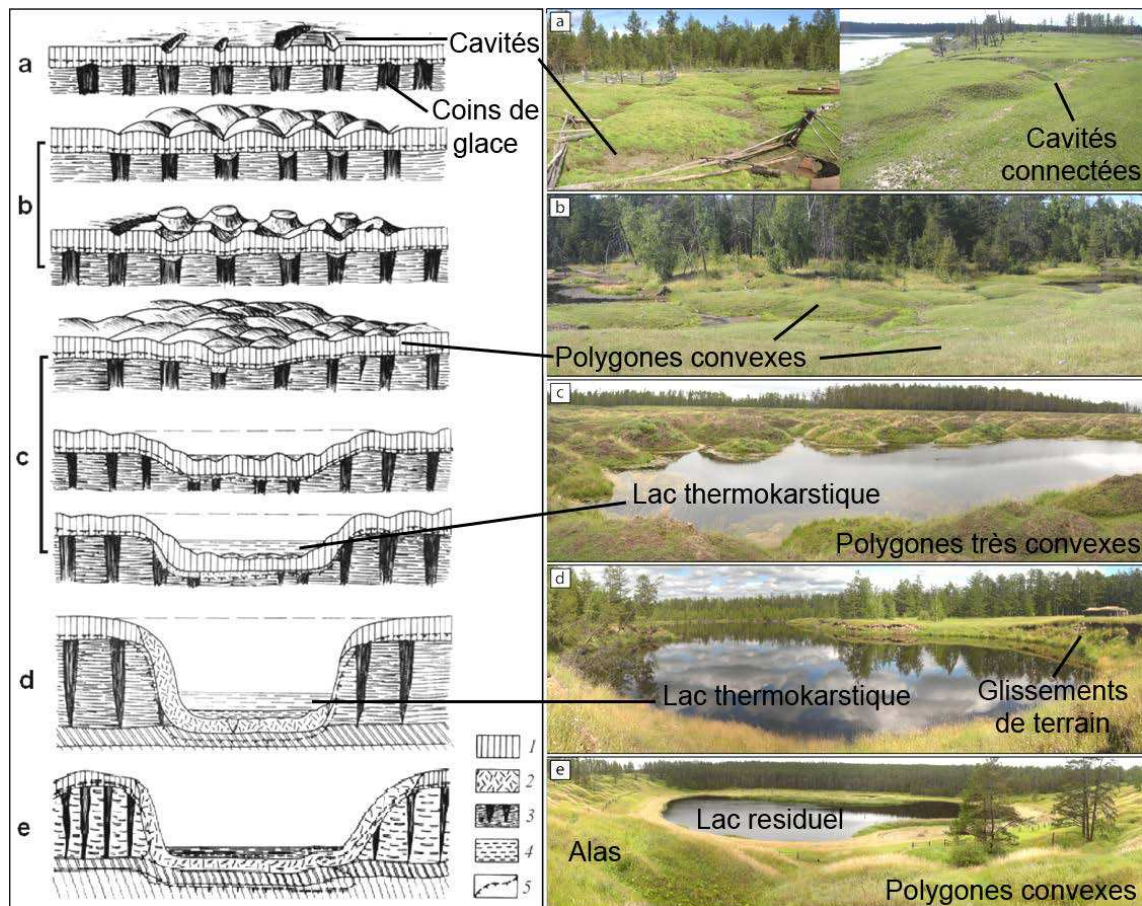


FIGURE 9.8 – Développement du thermokarst de Sibérie (Yakoutie Centrale) selon [Soloviev \(1973\)](#) (gauche) et photos de terrains des différents modèles et des différents stades de développement réalisées par [Séjourné \(2011\)](#) (droite). Légende du schéma de [Soloviev \(1973\)](#) : 1. Sédiments silteux (particules fines) ; 2. Dépôts issus de la dégradation du pergélisol ; 3. Complexe glacé comprenant les coins de glace et les sédiments contenant de la glace ; 4. Eau du lac thermokarstique ; 5. Toit du pergélisol (limite entre la couche active subissant la fonte et le pergélisol). Image : [Séjourné \(2011\)](#).

à un moment dans le passé, de températures moyennes inférieures à la température de fusion de la glace pendant une longue durée pour former le pergélisol. Typiquement, les pergélisols terrestres peuvent être hérités des périodes de glaciation passées. Pour former les dépressions thermokarstiques, il est ensuite nécessaire que la température de surface excède la température de fusion de la glace, en réponse, par exemple, à un changement climatique.

L'application à Titan de ce genre de modèle de développement des lacs et des lacunae impliquerait l'existence d'un pergélisol titanien riche en méthane dans les régions polaires. La température moyenne dans les régions polaires Nord est très légèrement inférieure à la température de fusion du méthane pur, ce qui pourrait être compatible avec l'hypothèse de développement d'un pergélisol riche en méthane ([Kargel et al., 2007](#); [Harrison, 2012](#)).

Cependant, l'insolation, qui apporte l'énergie nécessaire pour faire fondre un sol gelé et créer

des lacs thermokarstiques, est faible dans la troposphère de Titan et ne varierait que de quelques W.m^{-2} dans les régions polaires au cours d'une année titanienne (Aharonson *et al.*, 2009; Lora *et al.*, 2011). Ces faibles variations d'insolation causeraient de faibles variations de températures, au maximum de 5 K (2 - 3 K en moyenne) entre l'hiver et l'été dans les régions polaires (Tokano et Neubauer, 2002; Jennings *et al.*, 2009; Lora *et al.*, 2011; Cottini *et al.*, 2012), sachant que la température moyenne de 90,5 K enregistrée dans les régions polaires Nord (Jennings *et al.*, 2009) constitue la température minimale durant l'année (enregistrée durant l'hiver Nord). Le manque d'insolation serait donc un mécanisme limitant l'analogie entre les lacs de Titan et les lacs de thermokarst (Mitchell *et al.*, 2007; Mitchell *et al.*, 2008; Mitchell et Malaska, 2011). De plus, la présence de composés dissous (hydrocarbures et diazote) au sein des liquides (Raulin, 1987; Dubouloz *et al.*, 1989; Cordier *et al.*, 2009), causerait une dépression du point de gel/fusion du méthane d'une dizaine à une vingtaine de degrés (Lorenz et Lunine, 2002; Mitri *et al.*, 2007; Heintz et Bich, 2009). Cette diminution de la température de gel/fusion du méthane augmenterait la stabilité de sa phase liquide en surface et rendrait plus difficile sa solidification sous forme de glace, et donc la formation d'un pergélisol sur Titan.

D'autre part, l'analogie entre certains terrains sur Titan et des morphologies glaciaires, qui seraient les témoignages de l'existence d'un climat passé ou présent de type glaciaire ou périglaciaire, souffre du fait que peu d'hydrocarbures seraient bi-phasés en grande quantité sur Titan, excepté le méthane et l'éthane qui pourraient fondre ou se sublimer (Mitchell et Malaska, 2011). Encore une fois, la dépression du point de gel du méthane pur par mélange avec le diazote atmosphérique, passant ainsi de 90,7 K à 63 - 73 K, empêcherait l'existence de neige de méthane sur Titan pouvant s'accumuler et former des glaciers (Lorenz et Lunine, 2002; Heintz et Bich, 2009).

Les formes des lacs sur Titan sembleraient donc compatibles avec une hypothèse de développement thermokarstique, cependant les propriétés physico-chimiques de la surface connues à l'heure actuelle, iraient plutôt à l'encontre des pré-requis nécessaires à la formation et à la dégradation d'un pergélisol sur Titan. L'existence de climats plus froids par le passé pourrait néanmoins permettre la formation de glaces de méthane en surface. Cette hypothèse reste spéculative. En effet, Aharonson *et al.* (2009) évaluent les variations d'insolation en haut de l'atmosphère à l'échelle des temps géologiques et montrent que ces variations seraient au maximum de l'ordre de 3 W.m^{-2} pour les régions polaires Nord, et inférieures à 2 W.m^{-2} pour les régions polaires Sud sur les derniers 100 000 ans. Ainsi, l'insolation minimale rencontrée dans l'hémisphère Sud serait égale à l'insolation actuelle dans l'hémisphère Nord durant les derniers 100 000 ans. L'insolation de l'hémisphère Nord, selon ce même modèle, n'aurait jamais été aussi faible qu'à l'actuel dans ce même hémisphère durant les derniers 100 000 ans. L'hypothèse de changements climatiques brutaux pour constituer puis déstabiliser un pergélisol titanien semble donc difficilement envisageable.

9.3 Les analogues terrestres en milieu karstiques : les dolines et les poljés

Parmi les hypothèses mentionnées pour développer des réseaux denses de dépressions topographiques arrondies ou lobées accueillant ou non des lacs sur Titan, [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) et [Malaska *et al.* \(2010\)](#) mentionnent des analogies avec des formes karstiques terrestres. Ces analogies se basent sur l'observation de formes interprétées comme des dolines et des poljés. Je discute donc dans cette Section de ces analogies en milieu karstique.

9.3.1 Analogie entre les lacs de Titan, les dolines et les poljés terrestres

Une analogie possible entre les lacs et les dépressions circulaires à lobées de Titan (décrits dans les Sections 9.1 et 9.2), et des lacs et dépressions circulaires ou lobées terrestres, réside dans les formes karstiques de dolines (ou *sinkholes*) et de poljés rencontrées dans les milieux carbonatés terrestres. C'est ainsi que [Mitchell *et al.* \(2007\)](#) proposent, sur la base des formes des lacs et des dépressions vides observées sur Titan dans les régions polaires Nord, des analogies avec des dépressions karstiques (dolines) de Floride (États-Unis). Cette comparaison morphologique est illustrée sur la Fig. 9.9 et montre que les dépressions karstiques de Floride sont elles-aussi arrondies à lobées, formant des réseaux denses.

D'autres terrains sur Titan pourraient témoigner de processus de karstification actifs en surface. Dans leur étude de Sikun Layrinthus (Section 3.3.2.3), [Malaska *et al.* \(2010\)](#) observent des dépressions vides et planes, des plateaux disséqués, des terrains polygonaux ainsi que des rides topographiques isolées au milieu des plaines alentour. Ces auteurs interprètent les plateaux disséqués comme analogues des fluviokarsts terrestres. Les régions formant des réseaux polygonaux sont

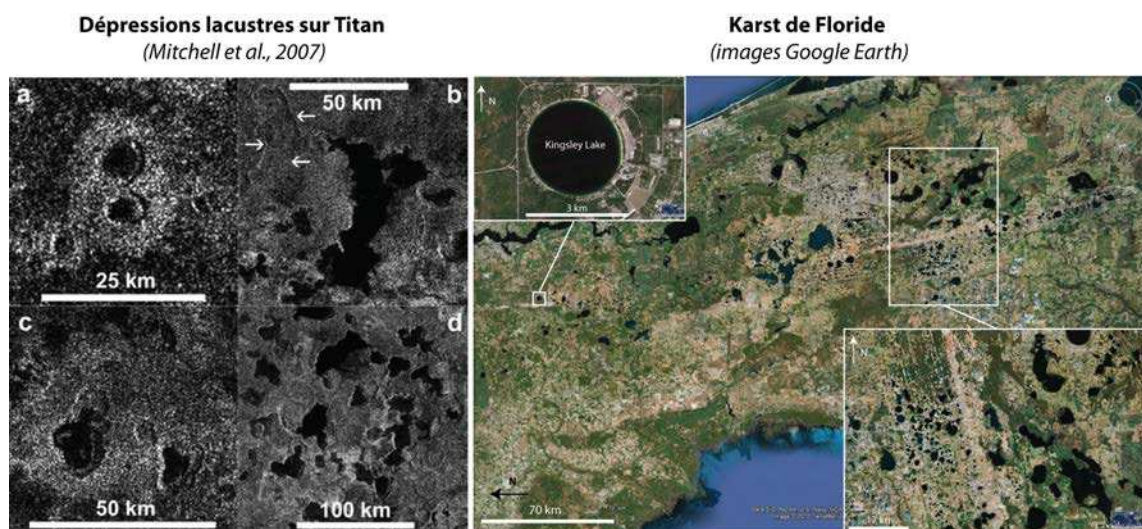


FIGURE 9.9 – Comparaison entre les dépressions lacustres **a)** arrondies, **b)** irrégulières et parfois vides, **c)** imbriquées et **d)** en réseau dense observées sur Titan, et les dépressions karstiques du plateau calcaire de Floride (États-Unis). Crédits images : [Mitchell *et al.* \(2007\)](#), Google Earth.

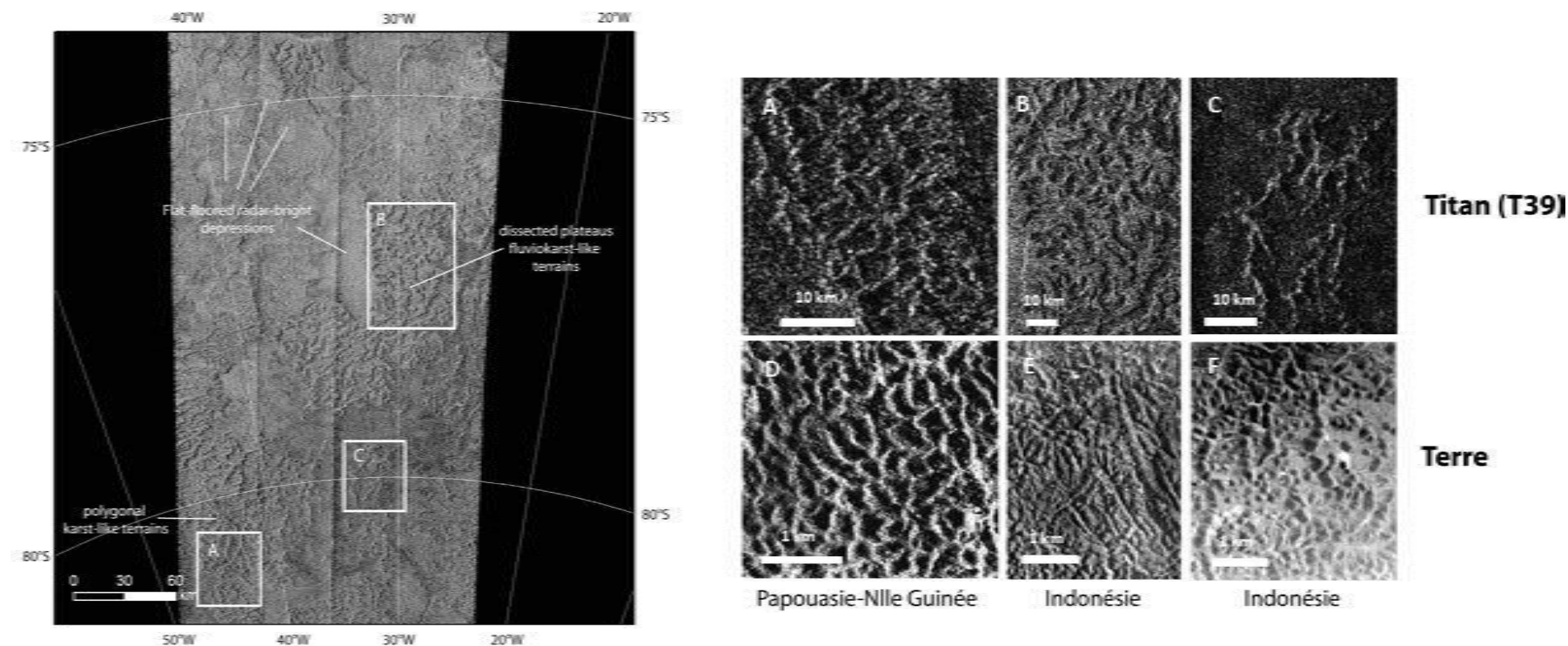


FIGURE 9.10 – Sikun Labyrinthus (77°S, 30°W) et ses possibles analogues terrestres en milieux karstiques (Papouasie-Nouvelle Guinée et Indonésie) vus par satellite. A, D : Terrains polygonaux sur Titan (A) et le karst en cockpit de Darai Hills en Papouasie-Nouvelle Guinée (D). B, E : Plateaux disséqués sur Titan (B) et le fluviokarst de Gunung Kidul kegelkarst à Java en Indonésie (E). C, F : Rides topographiques isolées sur Titan (C) et le karst en tourelles de Gunung Kidul kegelkarst à Java en Indonésie (F). Image modifiée d'après [Malaska et al. \(2010\)](#).

considérées comme analogues des karsts polygonaux ou cockpits terrestres. Les régions possédant des rides topographiques isolées surplombant les plaines alentours constituent des analogues des karsts en tourelles terrestres. Les dépressions topographiques à fond plat sont interprétées comme analogues des poljés terrestres. Ces comparaisons sont représentées sur la Fig. 9.10.

Les dolines se forment principalement par dissolution et/ou effondrement (Ford et Williams, 2007). La subsidence du sol carbonaté peut aussi jouer un rôle dans leur formation. Leur développement, poussé à l'extrême, peut aboutir à la formation de karsts en cockpits (ou karsts polygonaux), suggérés comme analogues de certaines zones des terrains labyrinthiques de Titan par Malaska *et al.* (2010). Les poljés possèdent divers mécanismes de développement, tous liés à la présence d'un aquifère proche de la surface. Je discute donc de l'analogie entre les lacs et les dépressions vides sur Titan et les dépressions karstiques appelées dolines et poljés, remplies ou non par des lacs.

9.3.2 Formation des dolines sur Terre

9.3.2.1 Caractéristiques générales des dolines

Les dolines (ou sinkholes, ou aven) sont souvent considérées comme les premières formes du paysage indicatrices de processus karstiques actifs (Sauro, 2003; Waltham et Fookes, 2005; Ford et Williams, 2007). Les dolines sont très présentes dans les roches carbonatées, courantes dans les roches évaporitiques et plus rares dans les roches siliceuses (quartzites) (Gunn, 2003). Ce sont des dépressions topographiques circulaires à sub-circulaires mesurant plusieurs mètres à quelques kilomètres de diamètre. Leurs bords sont en pente douce ou abrupts et mesurent plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres de hauteur (Ford et Williams, 2007). Divers processus sont responsables de la formation de dolines, ce qui aboutit à l'existence de morphologies variées, allant de dépressions en forme de soucoupes à des dépressions cylindriques. Les dolines peuvent être isolées ou constituer un réseau dense de dépressions.

La Fig. 9.11 présente 3 exemples de dolines de tailles conséquentes : la large doline d'effondrement (ou *tiankeng*) de Xiaozhai Tiankeng (province du Chongqing ; Chine, 600 m de diamètre, 511 à 662 m de profondeur) (Xuewen et Weihai, 2006), la doline d'effondrement du lac Otjikoto (Namibie, 100 m de diamètre, contenant un lac d'une profondeur supérieure à 55 m et possédant un escarpement haut de 20 m) (Grünert, 2000) et la doline de Crveno Jezero ou Red Lake (Croatie, 350 m de diamètre, contenant un lac d'une profondeur supérieure à 281 m et possédant un escarpement d'une hauteur de plus de 250 m) (Garasic, 2012). Les dolines d'effondrement contenant des lacs, comme la doline d'Otjikoto ou de Crveno Jezero, sont aussi appelées cénotes ou aven (Gunn, 2003; Ford et Williams, 2007; Garasic, 2012). La doline de Xiaozhai Tiankeng est localisée sous un climat équatorial humide ou de mousson tandis que la doline d'Otjikoto se situe actuellement sous un climat semi-aride et que celle de Crveno Jezero se situe sous un climat méditerranéen.

Les dolines peuvent grandir par coalescence, formant ainsi des karsts polygonaux dans des régions où la karstification est profonde et des ouvalas dans des régions où la karstification est peu profonde et où la nappe phréatique est proche de la surface (Ćalić, 2011). Elles peuvent aussi être imbriquées lors du développement de dolines secondaires (Gunn, 2003; Ford et Williams, 2007).

Doline (tiankeng) de Xiaozhai Tiankeng, Chinqang, Chine (Xuewen et Weihai, 2006)

diamètre : 600 m; profondeur : 500 - 600 m



Doline (cénote) du lac Crveno Jezero, Croatie (Crédits image : J. Divic)

diamètre : 200 - 350 m; profondeur du lac : environ 281 m; hauteur de l'escarpement : > 250 m



Doline (cénote) du lac Otjikoto, Namibie (mission de terrain en Namibie en Avril 2011)

diamètre : 100 m; profondeur du lac : environ > 55 m; hauteur de l'escarpement : 20 m



FIGURE 9.11 – Dolines de taille variable en Chine (tiankeng), en Croatie ou en Namibie (cénotes). Image de Xiaozhai Tiankeng : [Xuewen et Weihai \(2006\)](#) ; image de Crveno Jezero : J. Divic ; image du lac Otjikoto : mission de terrain en Namibie (Avril 2011).

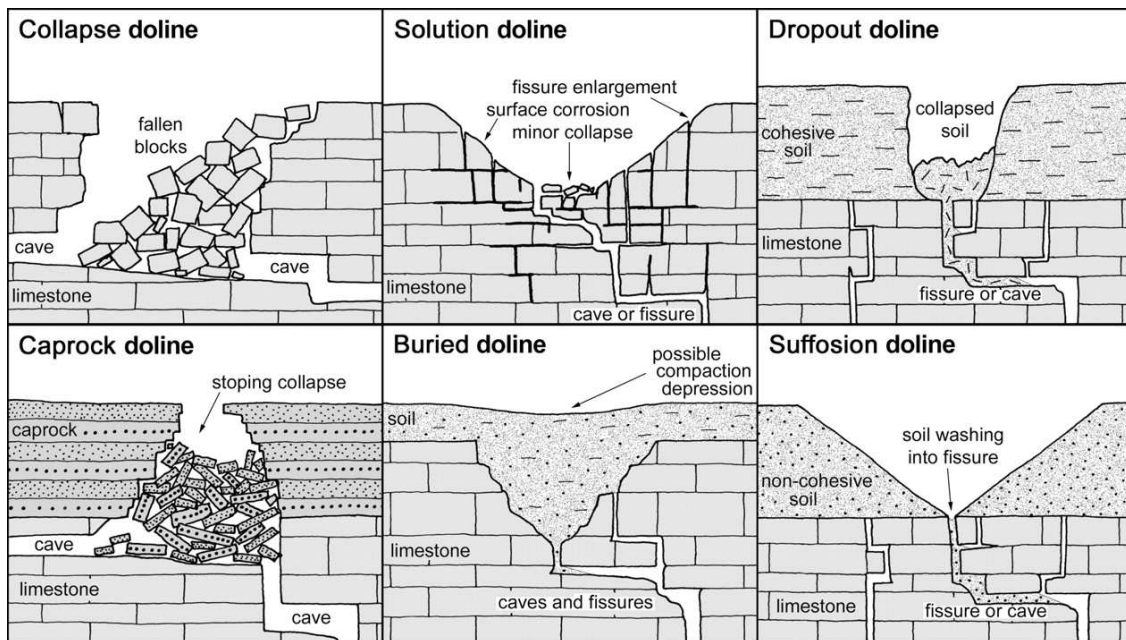


FIGURE 9.12 – Modes de formation des dolines selon Ford et Williams (2007).

9.3.2.2 Développement des dolines

Les processus karstiques sont des processus de dissolution ayant lieu dans les roches carbonatées, principalement dans les calcaires et les dolomies. Les formes du paysage développées par ces processus sont plus marquées lorsque ces roches sont compétentes et fracturées (Waltham et Fookes, 2005). La dissolution des carbonates, et donc le développement des karsts, est directement liée au climat. Les karsts les plus matures sont rencontrés sous les climats tropicaux où les précipitations sont abondantes. Les karsts les moins évolués sont rencontrés sous des climats arides, périglaciaires et glaciaires (Waltham et Fookes, 2005).

Les mécanismes de formation des dolines sur Terre sont exposés sur la Fig. 9.12 (Ford et Williams, 2007). Tous ces mécanismes reposent, à l'origine, sur la dissolution des roches solubles. Les dolines de dissolution (*solution dolines*) sont formées par la lente dissolution des calcaires favorisée par l'existence de fissures dans la roche entraînant des micro-effondrements. Les dolines d'effondrement (*collapse dolines*) se forment par fracturation et effondrement du toit des roches calcaires au-dessus de grottes. Les dolines enterrées (*buried dolines*) sont des dolines de dissolution ou d'effondrement recouvertes d'un sol témoignant d'un changement d'environnement. Les dolines de roches indurées (*caprock dolines*) se développent de la même façon que les dolines d'effondrement. La seule différence entre ces deux types de dolines réside dans la lithologie des roches effondrées : calcaires solubles dans le cas des dolines d'effondrement, roches indurées insolubles dans le cas des dolines de roches indurées. Ces dolines témoignent de l'existence de paléo-karsts. Les dolines de comblement (*dropout dolines*) sont formées par l'infiltration des eaux de pluies dans un sol cohésif puis au sein des fissures des calcaires sous-jacents entraînant l'effondrement du sol. Les dolines de suffosion (*suffosion dolines*) sont issues du lessivage d'un sol non-cohésif recouvrant des roches calcaires au sein des fissures du calcaires. Ces deux derniers types de dolines

sont aussi appelés dolines de subsidence (Waltham et Fookes, 2005). Il est courant que les dolines soient polygénétiques, et se développent par différents processus, comme par exemple, une initiation par dissolution puis une croissance par effondrement (Gunn, 2003). Les dolines de Floride mentionnées par Mitchell *et al.* (2007) sont ainsi des dolines d'effondrement se transformant peu à peu en dolines de subsidence.

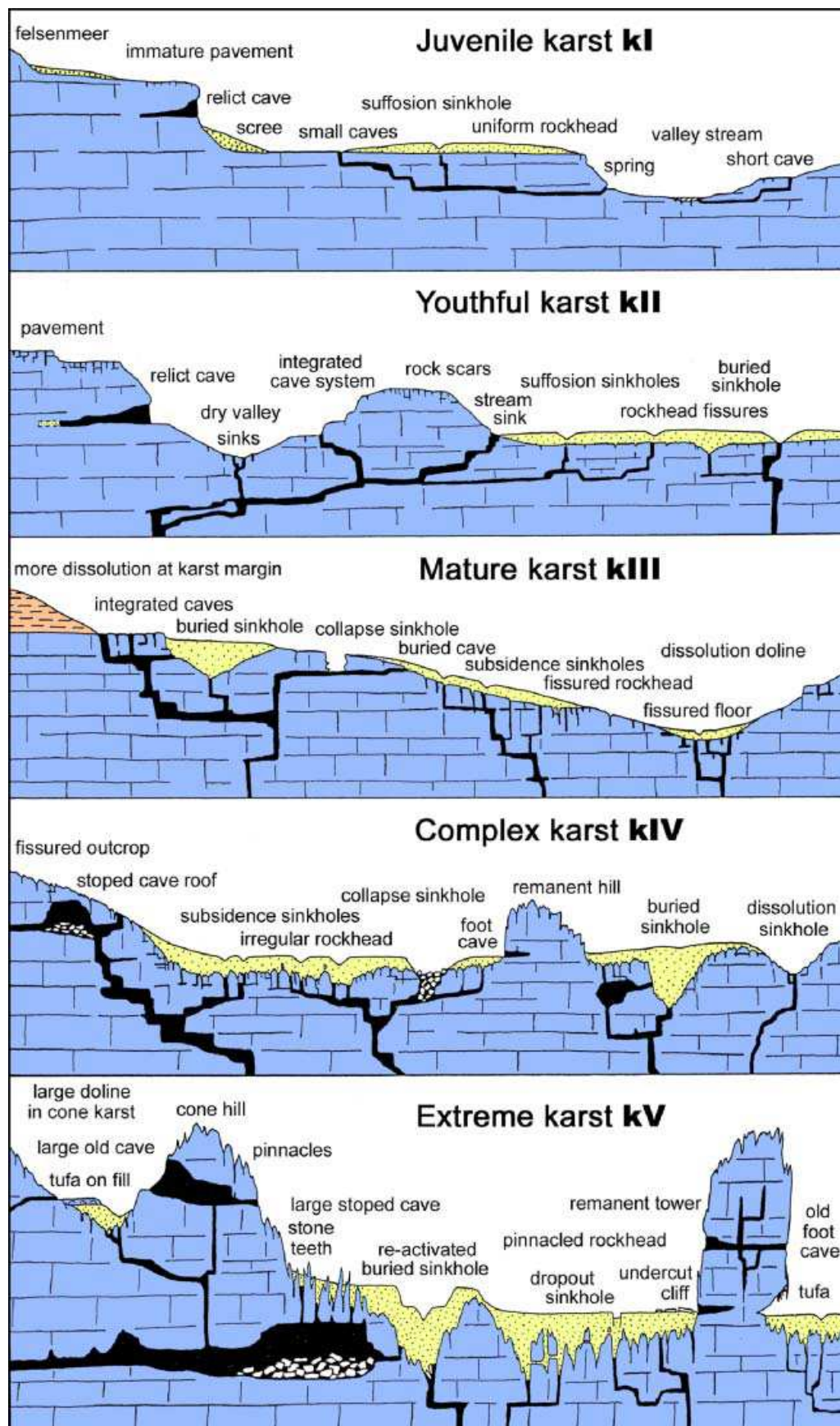
9.3.2.3 Classification des paysages karstiques de Waltham et Fookes (2005)

Waltham et Fookes (2005) proposent une classification des karsts en fonction de leur maturité, de la densité des dolines présentes, de la taille typique des grottes présentes et de la forme des reliefs créés. Les karsts se répartissent ainsi en 5 classes représentées sur la Fig. 9.13. Les karsts juvéniles (kI) sont localisés dans les zones désertiques et périglaciaires, où les roches carbonatées sont impures. Les dolines sont rares dans ces environnements. Il n'y existe que très peu de fissuration de la roche. Les karsts jeunes (kII) constituent les karsts de base des régions tempérées. Ils présentent des petites dolines de subsidence (suffosion ou comblement) et les carbonates y sont parcourus de petites fissures dans leur proche surface. Des petites grottes peuvent s'y développer. Les karsts matures (kIII) sont communs dans les régions tempérées, et constituent la base des karsts des régions tropicales humides. Des dolines de subsidence sont présentes dans ces régions, ainsi que de larges dolines de dissolution et des petites dolines d'effondrement et enterrées. La roche est très fissurée dans ces régions. Les karsts complexes (kIV) sont parfois situés dans les régions tempérées et constituent les karsts les plus communs des régions tropicales. Tous les types de dolines y sont présents, avec de larges dolines de dissolution, de nombreuses dolines de subsidence et quelques dolines d'effondrement et enterrées. Les roches se présentent souvent en formant des pics (*pinnacles*) de 5 à 20 m de hauteur, issus d'importants processus de dissolution au sein de larges fissures. De nombreuses grottes sont présentes dans ces environnements. Les karsts extrêmes (kV) se situent seulement sous des climats tropicaux humides et présentent de très larges dolines de tous types ainsi que des arches carbonatées. Les roches se présentent souvent comme des pics de plus de 20 m de hauteur et sont parcourues de profondes fissures au sein desquelles la dissolution est extrêmement active et produit de nombreuses grottes.

9.3.3 Formation des poljés sur Terre

9.3.3.1 Caractéristiques générales des poljés

Les poljés sont des dépressions topographiques planes et closes de forme variable (circulaire, ovale ou irrégulière) se développant dans les milieux karstiques terrestres. Leur superficie varie de 1 km² à plus de 470 km², dont la majorité mesure moins 10 km². Les poljés sont bordés de reliefs karstiques à pentes abruptes. Ils sont associés aux flux d'eau entrant dans la dépression et sortant par un exutoire appelé ponor. Ils sont considérés comme des paysages fluviaux (Ford et Williams, 2007). Une dépression topographique est classée comme un poljé si elle forme un bassin clos bordé par au moins un escarpement abrupt, possède un fond plat rocheux ou formé de sédiments non consolidés et fait partie d'un réseau de drainage karstique (Ford et Williams, 2007).

FIGURE 9.13 – Types d’environnements karstiques selon [Waltham et Fookes \(2005\)](#).

La nappe phréatique alimentant les réseaux fluviaux présents au sein de la dépression est proche de la surface topographique et peut inonder le poljé.

Les poljés sont souvent associés à d'autres reliefs karstiques, comme des fluviokarsts, des karsts en cockpits ou des karsts en tourelle, tous évoqués par [Malaska *et al.* \(2010\)](#) dans leur étude morphologique de Sikun Labyrinthus. Sur Terre, les fluviokarsts sont des réseaux denses de vallées sèches dans des terrains karstiques ([Waltham et Fookes, 2005](#)). Les karsts en cockpits (*polygonal karsts, cockpits, cone karsts, fencong*) se développent par juxtaposition de collines karstiques et de dépressions en forme de cônes dont la profondeur est inférieure à 300 m ([Waltham et Fookes, 2005](#); [Ford et Williams, 2007](#)). Les karsts en tourelles (*towerkarsts, turm, mogote, fenglin, cone, piton, hum, pepino*) sont les formes constituant les paysages terrestres karstiques les plus extrêmes. Ils constituent des reliefs karstiques à pentes très raides mesurant jusqu'à 300 m de hauteur ([Waltham et Fookes, 2005](#); [Ford et Williams, 2007](#)).

Tous ces paysages sont observables sur Terre dans de nombreux endroits où la dissolution des roches, principalement carbonatées (calcaires, dolomies), par l'eau joue un rôle prépondérant dans l'altération de la surface et la création de reliefs sous l'effet de précipitations abondantes ([Malaska *et al.*, 2010](#)). Des karsts en tourelle de Chine et du Vietnam, des karsts en cockpits des Philippines et de Jamaïque ainsi que des poljés Chine et de Bosnie-Herzégovine sont présentés en image à titre d'exemples sur la Fig. 9.14.

9.3.3.2 Développement des poljés

Il existe cinq types de poljés : de bord, de piémont, périphériques, d'inondation et de niveau de base. Ces cinq types peuvent être classés en trois catégories selon [Ford et Williams \(2007\)](#) : les poljés de bords, les poljés structuraux et les poljés de niveau de base. Les poljés de bord sont contrôlés par l'existence d'un contact géologique avec des roches imperméables assurant le ruissellement de l'eau en surface. La zone de fluctuation de la nappe phréatique doit s'étendre jusqu'aux roches calcaires situées en-dessous des roches ou des sédiments de surface afin d'assurer une circulation fluviale superficielle et le développement de la dépression par alluviation et aplanissement. Le développement des poljés structuraux est dominé par les structures tectoniques du socle et donne naissance à des poljés de forme allongée. Ce type de poljé fait partie des plus vastes dépressions karstiques sur Terre. Enfin, les poljés de niveau de base sont des dépressions contrôlées par la nappe phréatique aux endroits où la surface du karst se trouve à hauteur de la zone épiphréatique (zone de circulation horizontale des eaux ne pouvant pas être absorbées par la nappe). Leur développement s'effectue par dissolution dans le sens de circulation de l'eau. Ces poljés sont considérés comme les poljés les plus « purs » en terme de genèse. Les modes de fonctionnement de ces trois classes de poljés sont représentées sur la Fig. 9.15.

9.3.4 Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan

L'analogie entre les lacs et les dépressions vides observées sur Titan et des dépressions karstiques de type dolines ou poljés implique un mécanisme de dissolution de la surface de Titan. Cette dissolution se produirait au contact entre une couche géologique formée de composés solubles dans

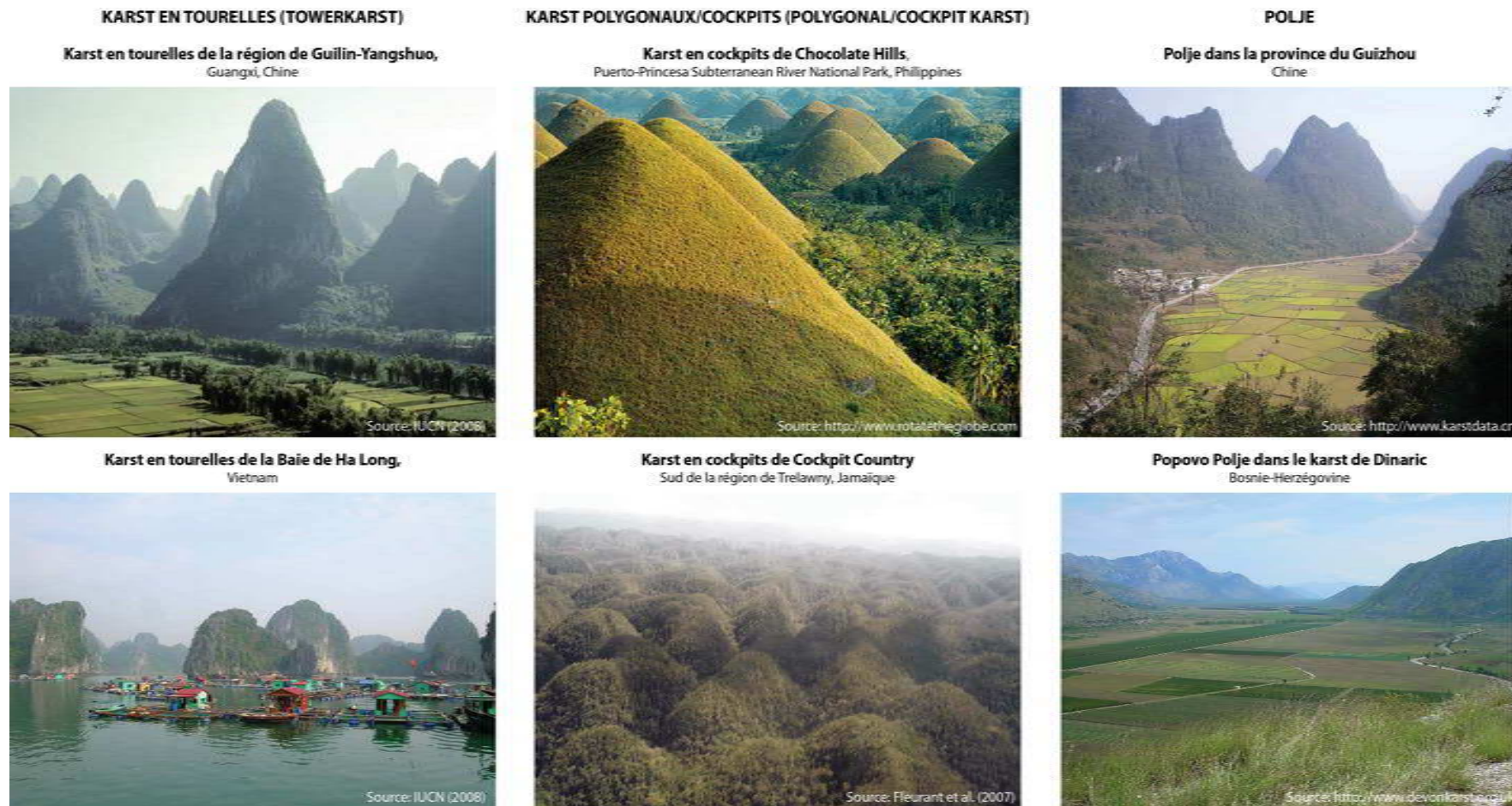


FIGURE 9.14 – Exemples de formes karstiques sur Terre. Sources autres que les sites web : Williams (2008); Fleurant *et al.* (2007).

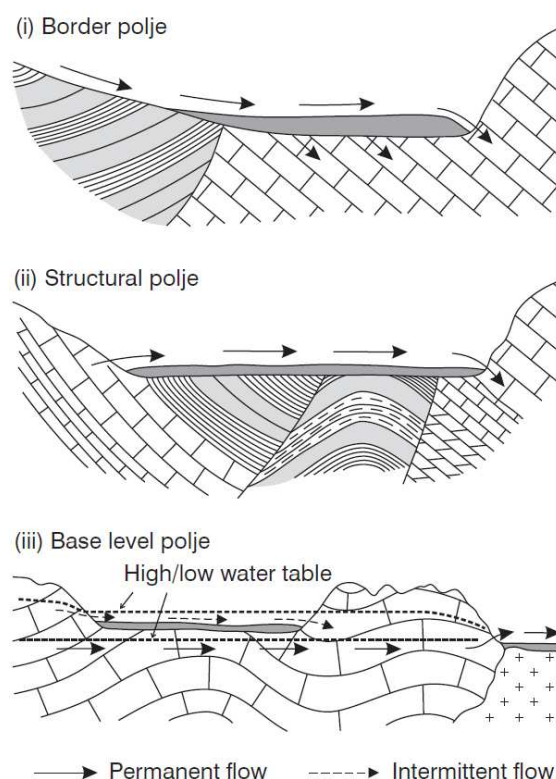


FIGURE 9.15 – Fonctionnement des poljés de bord (i), structuraux (ii) et de niveau de base (iii) en fonction des alimentations en eau superficielles (ruissellement) ou souterraines (contrôle par la nappe phréatique). Image : [Lewin et Woodward \(2009\)](#).

le méthane et l'éthane liquides et une nappe d'hydrocarbures liquides souterraine composée de ces mêmes méthane et éthane. Elle conduirait à la formation de dolines de dissolution ou de dolines d'effondrement (dans le cas où les éventuels matériaux solubles seraient recouverts par des matériaux moins solubles ou insolubles), pouvant potentiellement coalescer pour former des ouvalas. Il serait aussi possible de développer des poljés dits de niveau de base, associés à d'autres reliefs karstiques, selon cette même hypothèse de dissolution contrôlée par la nappe d'hydrocarbures.

Étant donné la faible solubilité de la glace d'eau dans les hydrocarbures liquides ([Lorenz et Lunine, 1996](#)) et la « forte » solubilité des hydrocarbures solides ([Raulin, 1987](#); [Dubouloz et al., 1989](#); [Cordier et al., 2009](#)) dans ces mêmes liquides, cette couche géologique serait plutôt formée d'hydrocarbures solides subissant la dissolution à l'échelle des temps géologiques. Une hypothèse de formation d'une couche d'hydrocarbures superficielle, par sédimentation des composés produits dans l'atmosphère, sera explorée dans la Section 9.5.3. Cette analogie a aussi de fortes implications pour le climat de Titan. En effet, afin de développer un karst mature (types KIII - KV), il est nécessaire que d'abondantes précipitations tombent à la surface de Titan. Par analogie avec la Terre, plus le karst sera mature, plus le climat sera humide, considéré comme tropical. La présence d'un karst jeune caractérisé essentiellement par l'existence de dolines et de reliefs peu accidentés pourrait ainsi témoigner d'un climat plus sec. La question du climat de Titan sera abordée dans le Chapitre 10.

L'hypothèse de processus de karstification sur Titan requiert des études géomorphologiques complémentaires afin d'être renforcée. D'un point de vue théorique, ces processus semblent possibles sur Titan. Des formes potentiellement karstiques, à la fois au niveau des dépressions lacustres, mais aussi au niveau de reliefs ressemblant à des cockpits ou des karsts en tourelle, ont localement été observées (Sikun Labyrinthus ([Malaska *et al.*, 2010](#))) et semblent en adéquation avec des processus modelant la surface. Ces processus sont aussi compatibles avec l'interprétation que je propose au Chapitre 7 pour expliquer la formation par dissolution de la dépression dans laquelle se trouve Ontario Lacus.

9.4 Les analogues terrestres en milieu de dépôt évaporitique : les playas

Une hypothèse pour expliquer le fonctionnement des lacs et des dépressions vides de Titan est issue de la comparaison avec des structures lacustres éphémères en milieu évaporitique : les playas. Les processus décrits ci-après sont aussi applicables aux pans définis et décrits dans la Section 9.5, en terme de dépôt évaporitique et de climatologie.

9.4.1 L'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les playas terrestres

L'analogie entre les lacs de Titan et des playas terrestres en milieu évaporitique est principalement évoquée dans les études portant sur Ontario Lacus ([Barnes et al., 2009a](#); [Lorenz et al., 2010a](#); [Moriconi et al., 2010](#)) et sur quelques petits lacs à forme lobée présents dans les régions polaires Nord de Titan ([Barnes et al., 2011a](#)). Les premières suggestions concernant la nature évaporitique d'Ontario Lacus sont émises par [Barnes et al. \(2009a\)](#), qui observent des formes concentriques particulièrement brillantes à 5 μm le long du bord Est d'Ontario Lacus dans les données VIMS T38. [Barnes et al. \(2009a\)](#) interprètent ces formes comme étant des dépôts évaporitiques ayant cristallisé lors de l'évaporation des hydrocarbures liquides constituant le lac lorsque son niveau était plus élevé que son niveau actuel. Les hydrocarbures identifiés dans ces terrains à l'aide des données VIMS par [Moriconi et al. \(2010\)](#) seraient solubles dans le méthane et l'éthane et pourraient donc cristalliser en surface lors de l'évaporation des liquides.

[Lorenz et al. \(2010a\)](#) suggèrent aussi un fonctionnement évaporitique d'Ontario Lacus au travers de l'analogie dressée avec les environnements évaporitiques de Racetrack Playa et de Bonnie Claire Playa, situées dans la Vallée de la Mort aux États-Unis. Ces deux analogues, suggérés par [Lorenz et al. \(2010a\)](#), sont des lacs éphémères à fond très plat, comme Ontario Lacus, inondés par quelques centimètres d'eau liquide lors de tempêtes ponctuelles et subissant une évaporation rapide sous l'effet d'un climat aride. Cette analogie avec les playas de la Vallée de la Mort est compatible avec l'hypothèse de dépôts évaporitiques le long d'Ontario Lacus ([Barnes et al., 2009a](#); [Moriconi et al., 2010](#)). Elle est aussi compatible avec l'interprétation d'Ontario Lacus que je propose au Chapitre 7.

Enfin, l'étude conjointe VIMS/RADAR plus tardive des lacs des régions polaires Nord par [Barnes et al. \(2011a\)](#) (Fig. 9.16) suggère un remplissage des dépressions vides par des dépôts similaires à ceux vus par VIMS autour d'Ontario Lacus et met en évidence le même type de dépôts autour de certains lacs. [Barnes et al. \(2011a\)](#) interprètent ces dépôts comme évaporitiques et développent une analogie avec les dépôts évaporitiques des Bonneville Salt Flats, une playa proche du Great Salt Lake en Utah (États-Unis, climat aride). Ce travail invoque encore une fois la présence de composés dissous au sein des lacs de Titan et cristallisant en surface lors de l'évaporation des liquides. La Fig. 9.17 présente les analogues possibles des lacs de Titan suggérés par [Lorenz et al. \(2010a\)](#) (Racetrack Playa), et par [Barnes et al. \(2011a\)](#) (Bonneville Salt Flats).

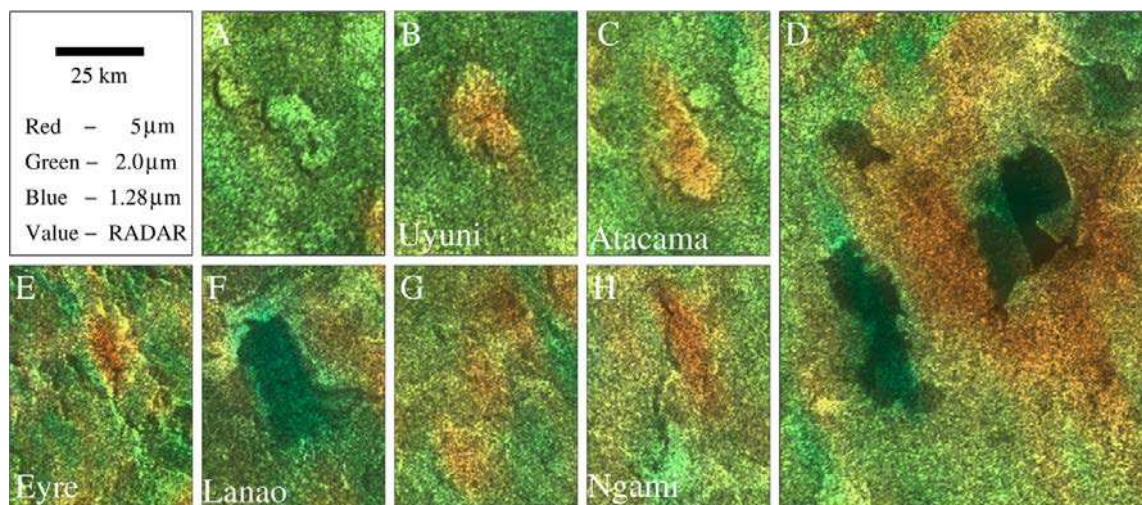


FIGURE 9.16 – Corrélations entre les dépôts VIMS brillants à $5 \mu\text{m}$, et les lacs et les dépressions vides vues au RADAR. Image : [Barnes et al. \(2011a\)](#).

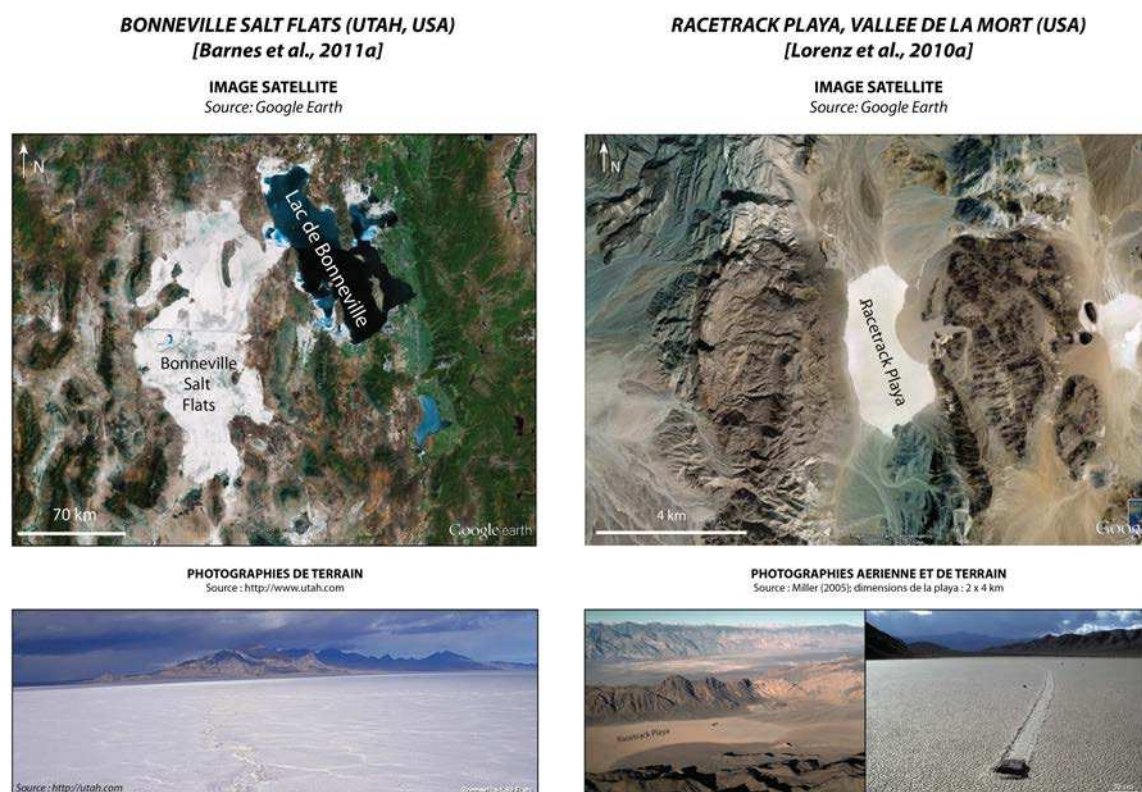


FIGURE 9.17 – Les playas de Bonneville Salt Flats (Utah, États-Unis) et de Racetrack Playa (Vallée de la Mort, États-Unis). Images satellites : Google Earth ; images de terrain et aérienne : [Miller \(2005\)](#) et <http://www.utah.com>.

9.4.2 Formation des playas sur Terre

9.4.2.1 Caractéristiques générales des playas

Les playas sont des dépressions topographiques intracontinentales closes et remplies par des sédiments évaporitiques. Ces dépressions occupent les bas topographiques locaux ou régionaux et se situent dans des bassins sédimentaires sous des climats arides à semi-arides, caractérisés par un déficit en eau dans l'équilibre hydrologique (évaporation potentielle > précipitations) durant plus de la moitié de l'année (Briere, 2000; Shaw et Thomas, 2000; Shaw et Bryant, 2011).

La surface des playas varie de quelques dizaines de m² (Kalahari, Namibie, Botswana, Afrique du Sud, partie Ouest de l'Australie, États-Unis) (Goudie et Thomas, 1985) à plusieurs milliers de km² (Lac Eyre, Centre Sud de l'Australie ; Lac Uyuni, Bolivie) (Lowenstein et Hardie, 1985). Les playas possèdent une surface extrêmement plate, généralement située au-dessus du niveau de la nappe phréatique. Par conséquent, ces dépressions sont asséchées la plupart du temps (75 % du temps) et subissent des inondations occasionnelles d'extension et de périodicité variables (Shaw et Thomas, 2000). Des lacs éphémères se forment alors de façon épisodique ou périodique au sein des playas. Ces lacs laissent derrière eux des dépôts évaporitiques de composition variable en fonction des composés dissous dans l'eau (carbonates, halite, gypse,...) durant leur évaporation. Peu de lacs de ce type existent de manière pérenne (Mer Caspienne, Mer Morte, Mer d'Aral, Great Salt Lake).

Les playas se développent dans des contextes variés. On en trouve dans des interdunes (ex : Oasis de Sossusvlei dans le désert du Namib, Namibie), dans des cratères d'impact (ex : Meteor Crater, Arizona, États-Unis), ou dans de vastes régions planes soumises à des processus de dissolution de sels (halite, gypse, carbonates) présents en surface/sub-surface (ex : les Great Salt Plains d'Oklahoma, États-Unis ; les pans d'Etosha, Namibie ; les pans des Hautes Plaines du Sud des États-Unis) (Osterkamp et Wood, 1987; Shaw et Thomas, 2000; Laity, 2008; Bowen et Johnson, 2012; Cornet *et al.*, 2012a). Quelques images prises lors de missions de terrain aux États-Unis (Décembre 2010, Juin 2011) et en Namibie (Avril 2011) illustrent ces différents contextes de développement et sont représentées sur la Fig. 9.18.

9.4.2.2 Développement des playas

Lowenstein et Hardie (1985) présentent une séquence évolutive de développement des playas en climats arides qui s'organise en 3 stades et qui explique la présence de dépôts évaporitiques. Cette séquence est représentée sur la Fig. 9.19 et est illustrée avec des photographies que j'ai prises sur la Skeleton Coast lors d'une mission de terrain en Namibie (Avril 2011). On distingue : (1) l'inondation de la dépression et la dissolution d'un substratum riche en sels suite à la remontée de la nappe phréatique au-dessus de la surface salée de la playa, (2) la cristallisation d'évaporites en périphérie de la partie inondée de la playa par évaporation de l'eau chargée/saturée en sels et le dépôt de cristaux de sel au fond du lac éphémère saturé en sels, et (3) la dessiccation de la surface de la playa, formée de boues salées, et la formation d'une croûte de sel (craquelée) suite à l'évaporation totale de l'eau l'inondant. Ce modèle explique donc la formation d'évaporites sur le

Fond silteux/sableux/salé du pan d'Etosha, Bassin d'Owambo, Namibie (Avril 2011).

Dimensions du pan : 40 x 120 km



Désert de gypse, Great Salt Plains, Ouest de l'Oklahoma, Etats-Unis (Juin 2011).

Dimensions de la playa 5 x 12 km



Playa inter-dunes proche de l'oasis de Sossusvlei, Désert du Namib, Namibie (Avril 2011).

Largeur de la playa : 600 m



Playa dans Meteor Crater, Arizona, Etats-Unis (Décembre 2010).

Diamètre du cratère : 1200 m; Largeur de la playa : 200 m



FIGURE 9.18 – Différents environnements de développement pour les playas. Photos prises lors de missions de terrain aux États-Unis (2010, 2011) en Namibie (2011).

fond et en marge des playas en lien avec l'activité de nappes phréatiques, elles-même soumises à un climat où l'eau de surface ne reste pas stable en surface durant de longues périodes.

Bowler (1986) présente un modèle théorique de développement des playas en lien avec l'activité de la nappe phréatique en se basant sur l'exemple des playas d'Australie. Selon ce modèle, Bowler (1986) relie la forme des playas australiennes à l'activité de leur nappe phréatique (à travers le calcul d'un indice d'instabilité ou facteur de déséquilibre de l'eau en surface) et à la composition des dépôts évaporitiques créés (carbonates, gypse, halite). Ce modèle est exposé sur la Fig. 9.20. Les playas sont divisées en cinq catégories selon Bowler (1986). On distingue ainsi : (A) les lacs permanents à salinité basse, possédant des lignes de rivages arrondies et régulières, des plages, et

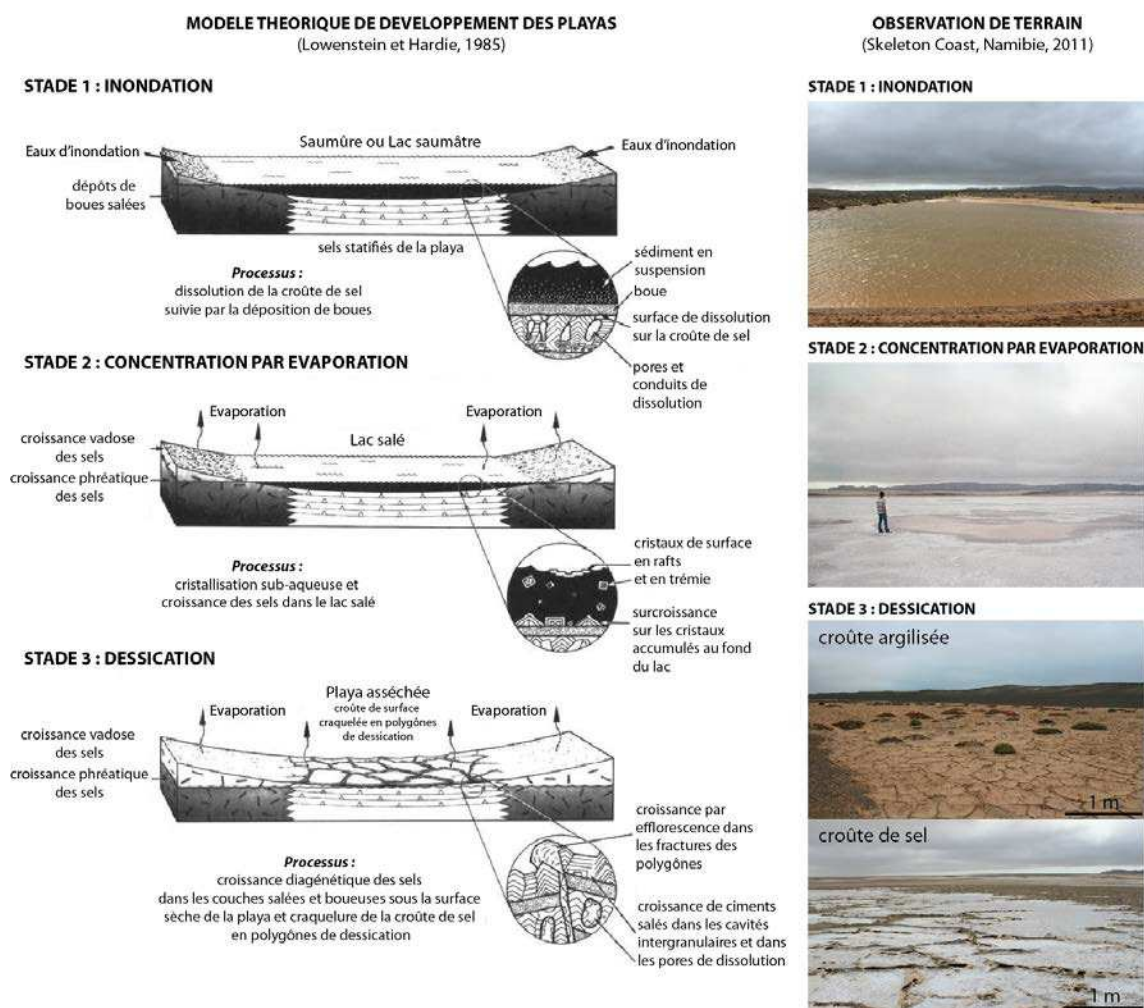


FIGURE 9.19 – Mécanisme de formation de la séquence évaporitique d'une playa selon Lowenstein et Hardie (1985) et photographies de terrain des stades d'évolution d'une playa de la Skeleton Coast, prises lors d'une mission de terrain en Namibie en Avril 2011. Schéma : Lowenstein et Hardie (1985) modifiée.

formant des dunes lunettes sableuses sous l'action du vent ; (B) les lacs disparaissant lors d'extrêmes sécheresses, possédant une faible salinité permettant la formation de bancs de boues sur leur rivage ; (C) les dépressions éphémères souvent asséchées à salinité faible, caractérisées par l'existence de larges dunes lunettes et dont les lignes de rivages sont asymétriques et arrondies (action des vagues et du vent) ; (D) les dépressions éphémères à forte salinité et fortement asymétriques, possédant une dune lunette sur leur bord arrondi sous le vent, et fortement dépendantes des fluctuations de la nappe phréatique (constitution de bancs de boues salées pouvant ponctuellement se transformer en efflorescences de sels lors d'intenses sécheresses) ; et (E) les dépressions avec peu d'influence des eaux de surface et dominées par les processus d'altération par le sel et de dissolution par les eaux souterraines, sans lignes de rivages régulières bâties par les vagues ou les vents. On constate donc que plus la durée d'affleurement de la nappe phréatique est importante, plus la forme des playas serait stable et régulière. Une autre constatation est que les formes

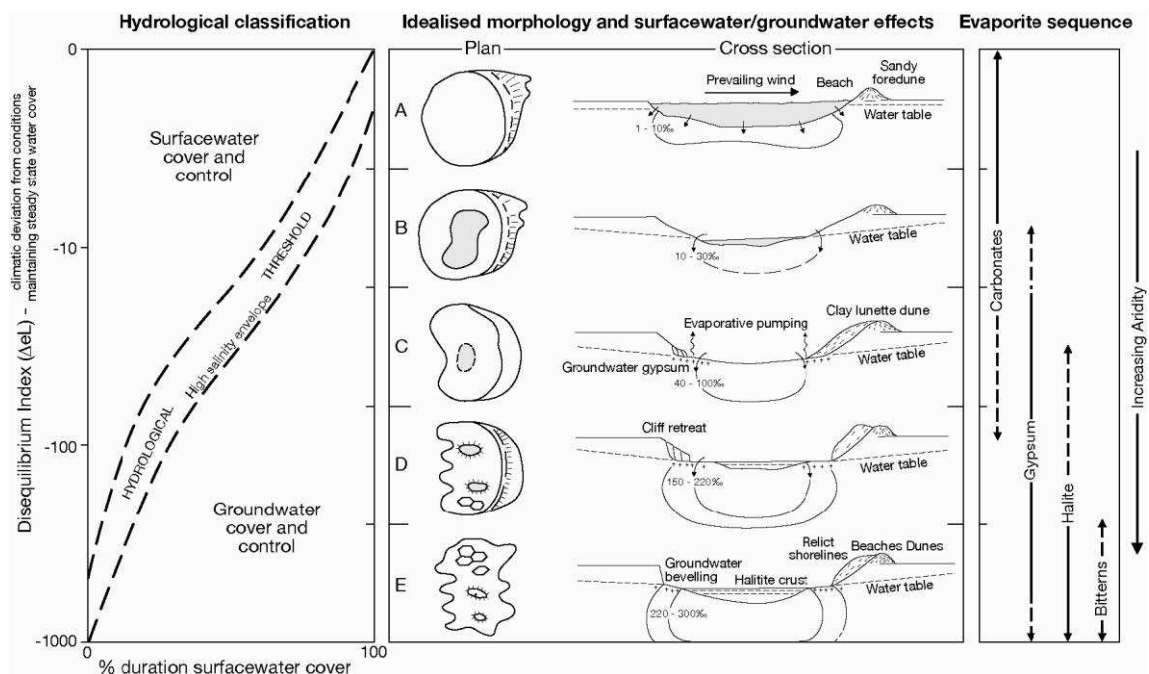


FIGURE 9.20 – Influence de la nappe phréatique sur la morphologie théorique des playas et la composition de leur surface. Image : [Shaw et Bryant \(2011\)](#).

les plus régulières des playas sont rencontrées dans les régions où les dépôts évaporitiques sont principalement des carbonates.

9.4.3 Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan

Les playas évaporitiques terrestres sont des environnements de dépôt caractéristiques des climats arides et semi-arides, c'est-à-dire dans lesquels l'évaporation potentielle excède l'apport en eau par les précipitations. Dans ce contexte climatique, la nappe phréatique présente dans ces environnements remonte en surface lors d'événements pluvieux, où elle dissout les sels présents dans la sub-surface et à la surface de la playa. L'évaporation engendrée par l'aridité du climat entraîne ensuite la redéposition des sels en périphérie et au sein de la dépression topographique. On peut donc généralement y observer des franges marginales de dépôts évaporitiques ainsi qu'un tapis de leur fond par des croûtes de sel.

L'analogie entre certains lacs et certaines dépressions vides de Titan et des environnements lacustres terrestres de playa, comme Racetrack Playa ou les Bonneville Salt Flats, permet ainsi d'expliquer la présence de dépôts brillants détectés avec VIMS (1) au sein de certaines dépressions lacustres vides et (2) autour de certaines dépressions lacustres couvertes par des liquides imagées au RADAR. Cette analogie suggère donc que des processus de dissolution de matériaux solubles dans le méthane et l'éthane suivi de leur cristallisation évaporitique sous un climat aride auraient lieu sur Titan, ce qui est compatible avec l'interprétation que je propose pour le fonctionnement d'Ontario Lacus. Elle ne permet pas, en revanche, d'expliquer l'origine des dépressions topographiques accueillant les lacs.

9.5 Les analogues terrestres en milieu karsto-évaporitique : les pans

La dernière analogie évoquée entre les lacs et les dépressions vides de Titan et des structures lacustres terrestre est celle des pans. En géomorphologie terrestre, la distinction entre les playas (Section 9.4) et les pans n'est pas clairement définie et ces deux termes sont souvent interchangeables pour désigner des environnements de dépôt évaporitique sous climat aride à semi-aride (Shaw et Thomas, 2000). En me basant sur l'exemple des pans d'Etosha, je définis les pans non plus comme des formes uniquement évaporitiques, mais plutôt comme des formes liées à la fois à des processus de karstification d'une couche carbonatée superficielle et de dépôt évaporitique de carbonates et de sels. Les deux processus, évaporitique et karstique, jouent donc un rôle dans le développement des pans. Je discute donc ci-après de l'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les pans.

9.5.1 L'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les pans terrestres

L'analogie entre les dépressions lacustres de Titan et les pans terrestres est dans un premier temps évoquée par Bourgeois *et al.* (2008, 2009). Ces auteurs décrivent les lacs et les dépressions de Titan comme des structures circulaires de 1 à 10 km de diamètre, se connectant les unes aux autres par coalescence pour former de plus grandes structures, mesurant entre 20 et 50 km de diamètre. Ces plus grandes structures ont des contours lobés, composés de segments circulaires. Les lacs et les dépressions de Titan résident dans de vastes plaines dépourvues de forts reliefs au RADAR (Fig. 9.21). Leurs bords topographiques apparaissent généralement nets au RADAR, ce qui implique l'existence de pentes relativement abruptes (Kirk *et al.*, 2007). Les lacs et les dépressions sont régulièrement répartis dans les régions polaires Nord.

Sur la base de ces considérations morphologiques, Bourgeois *et al.* (2008, 2009) développent une analogie entre ces dépressions lacustres et les pans d'Etosha, analogie à laquelle j'ai aussi abouti lors de mon étude d'Ontario Lacus (Chapitre 7). Les pans d'Etosha sont des dépressions karsto-évaporitiques de quelques mètres de profondeur, qui s'étendent sur des centaines de mètres à des dizaines de kilomètres, possédant des bords topographiques marqués et situées dans le bassin sédimentaire d'Owambo (Namibie, climat semi-aride).

Dans cette région de la Namibie, la croissance des pans se fait par dissolution régressive d'une couche de calcrètes¹. Cette dissolution est contrôlée par les mouvements verticaux de la nappe phréatique résidant généralement à quelques dizaines de centimètres sous la surface des pans. La formation de la couche de calcrètes serait issue de la cristallisation évaporitique des carbonates de calcium dissous dans les eaux souterraines et de surface lors de l'évaporation des liquides. Les pans sont aussi occupés par des lacs éphémères qui laissent sur leur fond des dépôts évaporitiques. La Fig. 9.22 présente la zone d'étude d'Etosha. Les photographies prises lors d'une mission de terrain en Avril 2011 illustrent le caractère très plat de la surface des pans.

1. Calcrètes (ou caliche, ou *hardpan*) : Accumulation dans le sol et sur la surface de carbonate de calcium par des cycles de dissolution/cristallisation évaporitique sous un climat aride à semi-aride (Shaw et Thomas, 2000).

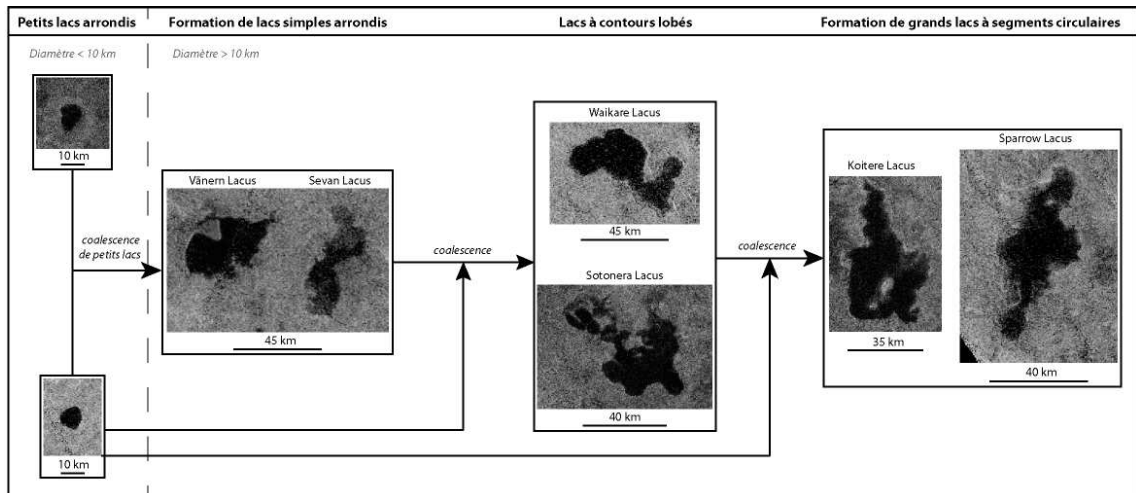


FIGURE 9.21 – Croissance des dépressions lacustres par coalescence de petites dépressions arrondies (diamètre ≤ 10 km) et formation de dépressions lacustres de forme irrégulière à contours arrondis (diamètre > 10 km). Image issue du SIG développé au LPGNantes.

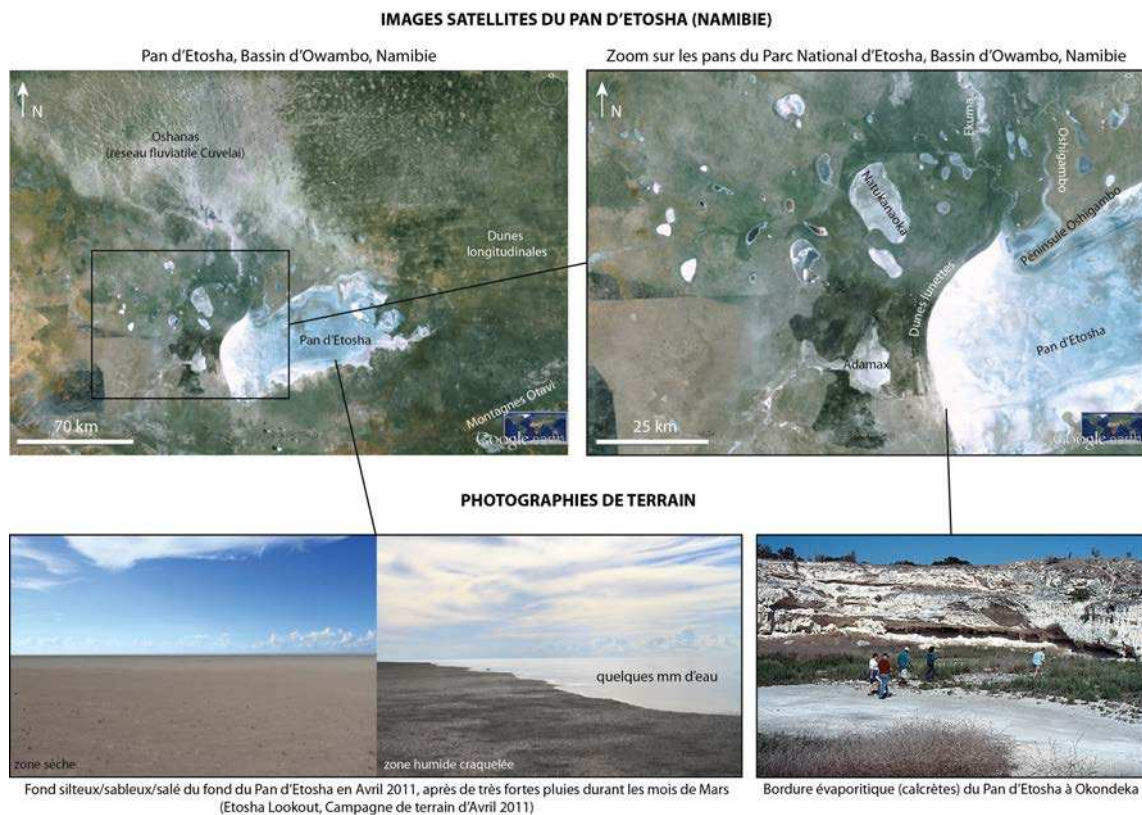


FIGURE 9.22 – Les pans de la région d'Etosha vus par satellite et sur le terrain (photographies de terrain de la mission d'Avril 2011 en Namibie). Images satellites : Google Earth.

9.5.2 Formation des pans sur Terre

9.5.2.1 Caractéristiques générales des pans

Les caractéristiques morphologiques des pans sont relativement identiques à celles des playas, c'est pourquoi il est difficile de faire une distinction entre ces deux formes du paysage. On peut cependant noter que les pans sont souvent associés à la présence d'environnements calcaires, influant sur leur mode de formation (Osterkamp et Wood, 1987; Bourgeois *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2010; Bowen et Johnson, 2012), et qu'ils peuvent atteindre des tailles considérables de plusieurs dizaines de kilomètres de long comme le pan d'Etosha en Namibie ou le pan de Makgadikgadi au Botswana. Les calcaires présents dans ces régions peuvent affleurer en surface par endroits le long du bord topographique des pans, comme par exemple dans la région d'Etosha. L'affleurement de la couche de calcrètes y est notamment mis en évidence par l'altitude constante du bord des pans.

9.5.2.2 Développement des pans : l'exemple des pans d'Etosha

Dans le cas de pans se développant au contact de roches carbonatées (calcaires, calcrètes, dolomies) (Osterkamp et Wood, 1987; Goudie et Wells, 1995), comme, par exemple, le pan d'Etosha en Namibie (Hipondoka, 2005; Miller *et al.*, 2010) ou les playas des Hautes Plaines du Kansas aux États-Unis (Bowen et Johnson, 2012), la croissance des pans est liée à la compétition entre une cristallisation évaporitique carbonatée en surface et au sein des pores de la sub-surface, et la karstification d'une couche de surface soluble (la couche carbonatée) sous l'effet d'un climat aride/semi-aride.

La Fig. 9.23 présente le modèle de développement des pans du type pans d'Etosha proposé par Bourgeois *et al.* (2008, 2009) et par Cornet *et al.* (2012a), avec la formation d'une couche de calcrètes issue des cycles de précipitations/évaporation dans ces régions. Les précipitations permettent l'infiltration des eaux de pluies dans des massifs sources de carbonates. Les eaux chargées en carbonates atteignent la nappe phréatique et alimentent l'ensemble du bassin sédimentaire. Sous l'effet de l'infiltration, le niveau de la nappe phréatique monte et peut affleurer en surface par endroits dans le bassin sédimentaire. Des phénomènes de ruissellement de surface, transportant des carbonates en solution des hauts topographiques vers les bas topographiques peuvent créer des encroûtements carbonatés sur les pédiments de montagne.

Lors d'épisodes de sécheresse, l'eau enrichie en carbonates présente dans le bassin sédimentaire s'évapore et entraîne le dépôt de ces carbonates en surface. La nappe phréatique s'éloigne progressivement de la surface, entraînant aussi la cristallisation de carbonates dans les pores de la sub-surface. On assiste alors au développement d'une couche de calcrètes « par le bas ». La couche de calcrètes n'a pas une épaisseur uniforme. Son épaisseur dépend de l'éloignement de la nappe phréatique par rapport à la surface ainsi que de l'éloignement par rapport à la source des carbonates.

La formation d'une couche de calcrètes nécessite un climat aride/semi-aride afin de favoriser l'évaporation et la cristallisation comme mécanismes dominants pendant une certaine durée. Dans ce contexte de formation de calcrètes en surface, la dépression initiale formant ensuite le pan peut

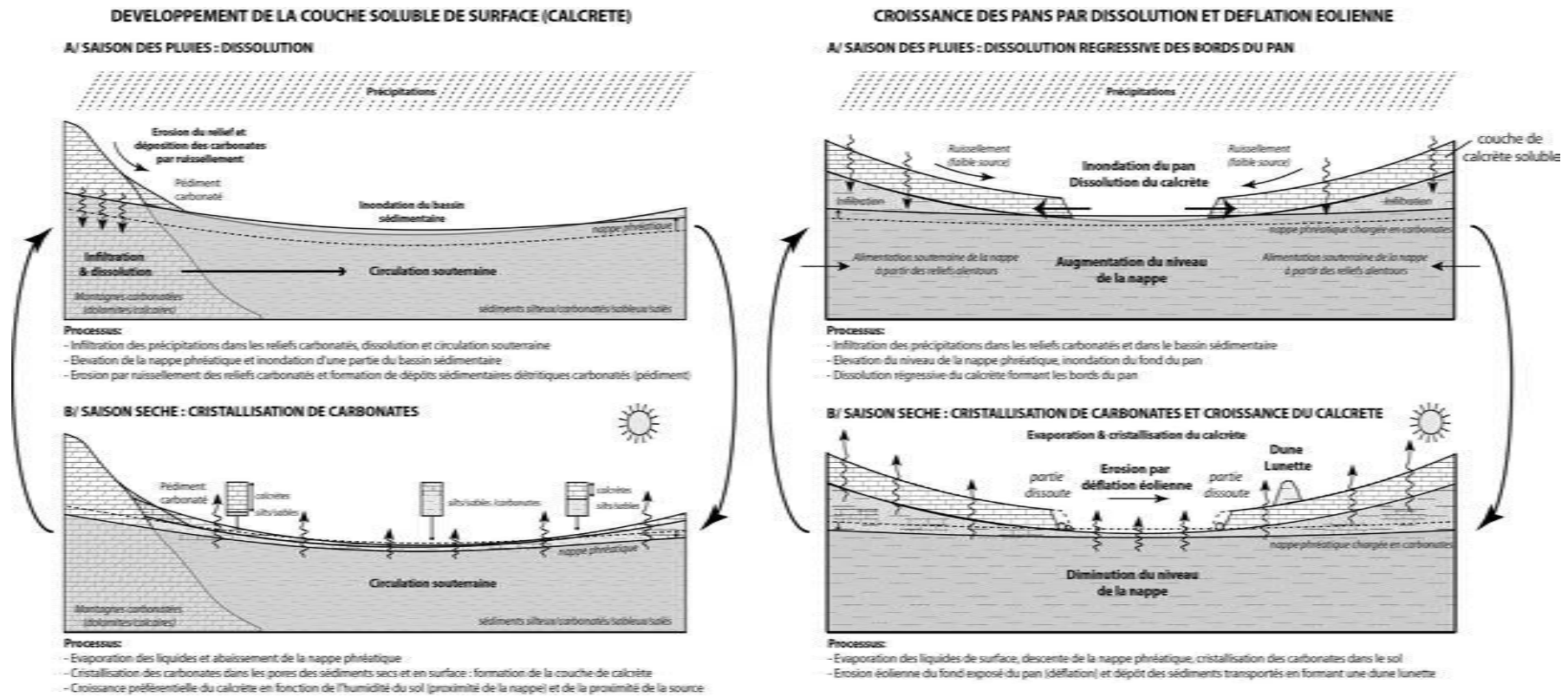


FIGURE 9.23 – Mode de développement des pans à partir de l'exemple des pans de Namibie. Figure réalisée à partir des modèles de développement des pans proposés par [Bourgeois *et al.* \(2008\)](#) et [Bowen et Johnson \(2012\)](#).

être issue d'une absence locale de cristallisation des calcrètes. Cette absence de cristallisation serait causée par la présence de la nappe phréatique trop proche de la surface pour créer des conditions propices à la formation des calcrètes. La dépression se retrouverait ainsi entourée de calcrètes sur des échelles de temps géologiques et sa surface resterait silteuse/sableuse/carbonatée (sans calcrète distinct). Une autre explication pour créer la dépression formant le pan pourrait résider dans un processus de karstification tardif affectant une couche de calcrètes préalablement formée, opérant de manière similaire à la création des dolines.

Lorsque la dépression est formée au sein de la couche de calcrètes, ses bords peuvent subir une dissolution régressive lors d'épisodes d'inondation, suite à la hausse de la nappe phréatique et de son affleurement en surface dans la dépression. Lors d'épisodes de sécheresse, l'eau chargée en carbonates s'évapore de nouveau. Les calcrètes peuvent à nouveau cristalliser en surface et dans la sub-surface. La surface de la dépression est alors exposée aux vents. Ces vents contribuent à l'érosion du fond de la dépression et peuvent former des dunes lunettes (Goudie et Wells, 1995), témoignant de l'influence éolienne dans le développement de ce qui constitue maintenant un pan dans un environnement carbonaté.

Ce cycle de précipitation/dissolution/évaporation/cristallisation/déflation éolienne dans des environnements carbonatés contribue à la fois au développement de couches de surface solubles (calcrètes) et au développement de dépressions karstiques dans lesquelles peuvent s'accumuler des dépôts évaporitiques (pans). Il est important de noter que ce modèle de développement ne fait pas référence à un ordre chronologique précis entre la formation des calcrètes et la formation des pans. En effet, la couche de calcrètes peut aussi bien être anté-pan, auquel cas elle se formerait sous un climat dominé par l'évaporation puis subirait la dissolution formant un pan ; ou syn-pan, cristallisant et se dissolvant sous un climat aride au rythme des inondations et des assèchements du bassin sédimentaire et du développement du pan.

9.5.3 Bilan : implications pour les dépressions lacustres de Titan

L'interprétation des lacs et des lacunae de Titan comme des morphologies évaporitiques et karstiques implique un mécanisme de dissolution de composés de surface. Sur Terre, dans un contexte de formation en milieu carbonaté, une couche de surface se forme par cristallisation de carbonates dissous dans l'eau sous un climat aride/semi-aride au fil du temps. Lors d'inondations, la nappe phréatique dissout en partie la couche de surface et se charge en carbonates. Lors de sécheresses, les eaux s'évaporent et les carbonates recristallisent.

Afin de valider l'idée que des mécanismes similaires puissent être à l'oeuvre sur Titan, il est nécessaire qu'une couche formée par des hydrocarbures solubles dans le méthane et l'éthane liquides, se développe en surface ou en sub-surface. Pour cela, il apparaît nécessaire que le climat soit relativement aride afin de ne pas dissoudre en permanence les composés cristallisés. La mise en place de cette couche de surface soluble peut être liée à plusieurs facteurs non exclusifs comme l'accumulation de composés issus de la sédimentation des particules solides produites dans l'atmosphère (Section 3.2.2.2) ou la cristallisation évaporitique en surface et en sub-surface des composés dissous dans un alcanofère.

La création des dépressions topographiques qui forment les lacs et les lacunae pourrait être contrôlée par la proximité de la nappe phréatique à la surface (dépendant de la topographie du bassin sédimentaire) ou par des processus de karstification. Les sédiments laissés après inondation des dépressions pourraient cristalliser de la même manière que les sédiments évaporitiques des pans ou des playas terrestres (formation de croûtes de sel ou de sédiments riches en sels sur leur fond et d'anneaux évaporitiques sur leurs bords) et pourraient aussi participer au développement de la couche soluble (ex : cristallisation de carbonates et formation des calcrètes terrestres). La croissance des dépressions topographiques pourrait résulter de la dissolution régressive des bords solubles des dépressions sur des échelles de temps géologiques lors d'épisodes d'inondation. Lors d'épisodes d'assèchement, la déflation éolienne pourrait aussi contribuer au développement des dépressions topographiques sur Titan, si les vents et la cohésion des sédiments du fond des dépressions le permettent.

Il est possible qu'un tel mécanisme de dissolution soit généralisé à l'échelle des régions polaires de Titan. Les études géomorphologiques d'Ontario Lacus (Cornet *et al.*, 2012a) et de Sikun Labyrinthus (Malaska *et al.*, 2010, 2011b) semblent montrer que des processus de dissolution/karstification sont actifs à l'échelle des régions polaires Sud de Titan. En résumé, les prérequis nécessaires à un tel mécanisme de formation des lacs de Titan sont la formation d'une couche de surface ou de sub-surface riche en composés solubles dans le méthane et l'éthane, et la présence d'un climat suffisamment aride pour que cette couche puisse être localement préservée.

Épaisseur de la couche superficielle d'hydrocarbures solubles

Afin de valider l'idée qu'une couche soluble existe à la surface de Titan, j'ai estimé l'épaisseur potentielle d'une couche superficielle composée d'hydrocarbures solides provenant de l'atmosphère. En supposant constants les taux de production des hydrocarbures solides synthétisés dans l'atmosphère de Titan, et en supposant que tous les composés produits dans l'atmosphère sédimentent en surface de façon pérenne, il est possible de calculer l'épaisseur d'une couche de surface formée par accumulation de ces hydrocarbures au fil du temps. J'ai donc calculé l'épaisseur totale d'une telle couche au bout d'un milliard d'années (Ga) en excluant la sédimentation des tholins (dont la masse volumique n'est pas suffisamment bien contrainte).

Je me suis donc basé sur les taux de production (τ_X , en molécules.cm⁻².s⁻¹) de plusieurs modèles photochimiques, la masse volumique (ρ_X , en g.cm⁻³) et la masse molaire (M_X , en g.mol⁻¹) des composés X synthétisés dans l'atmosphère, et j'ai obtenu le taux d'accumulation net ($\tau_{acc,X}$) des composés en surface (en m.Ga⁻¹) en supposant que tous les composés créés sédimentent en surface sans perte par conversion chimique vers une nouvelle espèce. Cette approche est similaire à celle de Malaska *et al.* (2011b), et est basée sur le calcul suivant :

$$\tau_{acc,X} [\text{m.Ga}^{-1}] = \frac{\tau_X [\text{cm}^{-2}.\text{Ga}^{-1}] \times M_X [\text{g.mol}^{-1}]}{\rho_X [\text{g.cm}^{-3}] \times N_A [\text{mol}^{-1}]}, \quad (9.1)$$

N_A étant le nombre d'Avogadro (= 6,022 × 10²³ mol⁻¹). Les paramètres utilisés sont résumés dans les Tableaux 9.1 et 9.2. La Fig. 9.24 représente les résultats obtenus, sous forme d'histo-

TABLE 9.1 – Masse volumique (ρ), masse molaire (M) et paramètre de Hildebrand (δ) des hydrocarbures solides et du méthane et de l'éthane liquides. L : liquide dans les conditions de la surface de Titan. Les paramètres d'Hildebrand listés dans ce tableau sont ceux utilisés par [Dubouloz et al. \(1989\)](#) à 92,5 K.

Formule	Nom	Masse molaire M [g.mol ⁻¹]	Masse volumique ρ [g.cm ⁻³]	Paramètre de Hildebrand δ [(cal.cm ⁻³) ^{1/2}]
CH ₄	méthane (L)	16,04	0,425	7,23
C ₂ H ₂	acétylène	26,03	0,615	11,11
C ₂ H ₄	éthylène	28,05	0,567	
C ₂ H ₆	éthane (L)	30,06	0,548	9,07
C ₃ H ₄	méthyl-acétylène	40,06	0,706	11,18
C ₃ H ₈	propane (L)	44,09	0,582	
C ₄ H ₄	vinyl-acétylène	52,07	0,710	
C ₄ H ₆	diméthyl-acétylène	54,09	0,650	
C ₄ H ₈	butène	56,10	0,594	
C ₄ H ₁₀	butane	58,12	0,557	
C ₆ H ₆	benzène	78,11	0,885	9,15
HCN	acide cyanhydrique	27,03	0,687	12,29
HC ₃ N	cyanoacétylène	51,05	0,567	
CH ₃ CN	acétonitrile	43,05	0,782	11,45
C ₂ H ₃ CN	acrylonitrile	53,06	0,800	11,23
C ₂ H ₅ CN	propionitrile	55,08	0,782	10,62
C ₂ N ₂	cyanogène	52,03	0,954	12,09
C ₄ N ₂	dicyanoacétylène	76,06	1,176	

grammes cumulés des précipitations solides s'accumulant en surface au bout d'un milliard d'années. Ces calculs montrent qu'une couche de surface de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres d'épaisseur peut se former sur des échelles de temps géologiques. Dans ces calculs, je n'ai pas inclus la sédimentation des tholins. [Malaska et al. \(2011b\)](#) évaluent la quantité de tholins accumulés selon les modèles de [Lavvas et al. \(2008b\)](#) et de [Krasnopolsky \(2009\)](#) à environ 19 m et 30 cm respectivement. Il est important de noter que ces échelles de temps sont relativement longues par rapport aux quantités de matériaux accumulés en surface actuellement. Les taux de production des hydrocarbures solides que j'ai utilisés pour ce calcul sont les taux de production actuels. Il est possible qu'ils aient varié dans le temps, augmentant ou diminuant la production d'hydrocarbures par la photochimie d'un méthane plus ou moins abondant dans le passé. Il en résulterait la présence d'une couche superficielle plus ou moins épaisse selon ces variations.

La solubilité des hydrocarbures dans le méthane et l'éthane a déjà fait l'objet de plusieurs études ([Lunine et al., 1983](#); [Dubouloz et al., 1989](#); [Lara et al., 1994](#); [Cordier et al., 2009](#)). Ces travaux montrent que certains composés, comme l'acétylène ou l'acide cyanhydrique, atteignent la saturation dans les liquides et peuvent tapisser le fond des lacs et des mers sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Dans une étude plus récente, [Malaska et al. \(2011b\)](#) évaluent la solubilité de certains de ces composés dans un mélange méthane/diazote comprenant 77 % de méthane à 95 K et comparent ces résultats avec la solubilité de la dolomite, de la calcite, du gypse et de la halite dans l'eau à 293 K (valeurs disponibles dans [Ford et Williams \(2007\)](#)). La Fig. 9.25 synthétise les résultats de ces calculs. On peut constater que certains composés abondamment produits dans l'atmosphère de Titan, comme l'acide cyanhydrique, l'acétylène ou l'éthylène notamment, peuvent

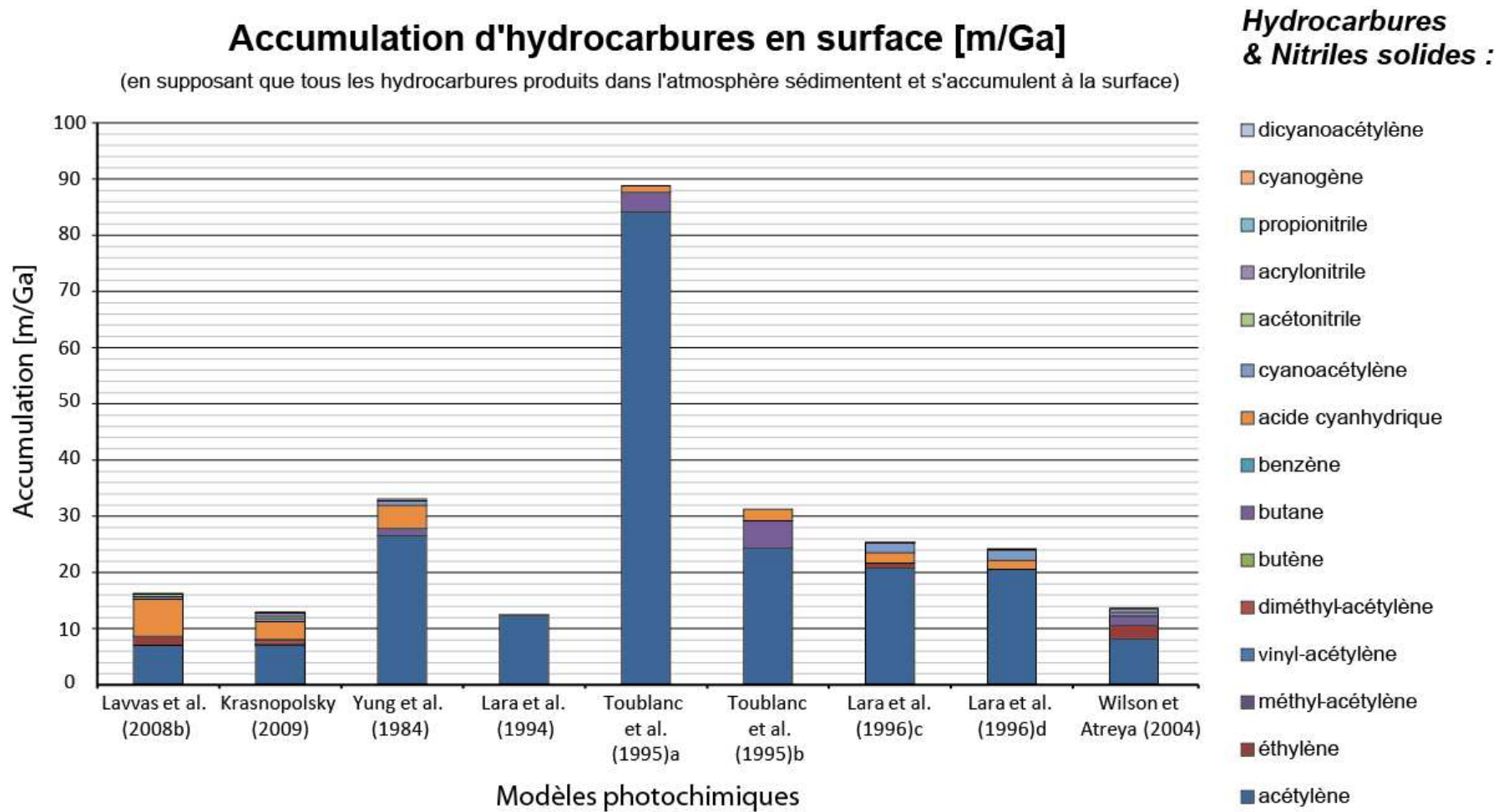


FIGURE 9.24 – Épaisseur d'une hypothétique couche de surface formée par sédimentation des hydrocarbures solides produits dans l'atmosphère de Titan en 1 Ga.

TABLE 9.2 – Taux de production photochimique des hydrocarbures et des nitriles solides produits dans l’atmosphère de Titan. a : conversion des atomes d’hydrogène seuls vers des molécules de dihydrogène, b : sans conversion des atomes d’hydrogènes pour des molécules de dihydrogène, c : production nette des hydrocarbures (production - perte par conversion vers une autre molécule), d : flux de condensation des hydrocarbures solides.

Formule	Nom	Taux de production τ (molécules.cm ⁻² .s ⁻¹)								
Modèles		Lavvas <i>et al.</i> (2008b)	Krasnopolsky (2009)	Yung <i>et al.</i> (1984)	Lara <i>et al.</i> (1994)	Toublanc <i>et al.</i> (1995)a	Toublanc <i>et al.</i> (1995)b	Lara <i>et al.</i> (1996)c	Lara <i>et al.</i> (1996)d	Wilson <i>et Atreya</i> (2004)
C ₂ H ₂	acétylène	3,20×10 ⁸	3,22×10 ⁸	1,20×10 ⁹	5,60×10 ⁸	3,80×10 ⁹	1,10×10 ⁹	9,39×10 ⁸	9,28×10 ⁸	3,70×10 ⁸
C ₂ H ₄	éthylène	6,00×10 ⁷						3,46×10 ⁷		9,30×10 ⁷
C ₃ H ₄	méthyl-acétylène		2,64×10 ⁶							
C ₄ H ₄	vinyl-acétylène		1,57×10 ⁴							
C ₄ H ₆	diméthyl-acétylène		1,71×10 ⁷							6,50×10 ⁴
C ₄ H ₈	butène		9,24×10 ⁵							9,20×10 ⁴
C ₄ H ₁₀	butane		7,02×10 ⁵	2,30×10 ⁷		6,20×10 ⁷	8,80×10 ⁷			3,00×10 ⁷
C ₆ H ₆	benzène	2,10×10 ⁵	1,08×10 ⁶							4,60×10 ⁵
HCN	acide cyanhydrique	3,20×10 ⁸	1,54×10 ⁸	2,00×10 ⁸	5,00×10 ⁶	5,60×10 ⁷	1,00×10 ⁸	9,10×10 ⁷	8,00×10 ⁷	2,10×10 ⁶
HC ₃ N	cyanoacétylène	9,20×10 ⁶	1,26×10 ⁷	1,70×10 ⁷				3,73×10 ⁷	3,73×10 ⁷	1,30×10 ⁷
CH ₃ CN	acétonitrile	1,70×10 ⁷	1,27×10 ⁷					6,59×10 ⁵	6,61×10 ⁵	3,40×10 ⁴
C ₂ H ₃ CN	acrylonitrile	2,80×10 ⁵	1,62×10 ⁷							1,60×10 ⁷
C ₂ H ₅ CN	propionitrile		8,00×10 ⁵							
C ₂ N ₂	cyanogène	2,60×10 ⁴	3,52×10 ⁶	1,20×10 ⁷				3,64×10 ⁴	2,89×10 ⁴	2,00×10 ⁶
C ₄ N ₂	dicyanoacétylène	1,90×10 ⁶						1,33×10 ⁵	7,20×10 ⁶	9,70×10 ⁵
Formule	Nom	Taux de production τ (m.Ga ⁻¹)								
C ₂ H ₂	acétylène	7,09×10 ⁰	7,14×10 ⁰	2,66×10 ¹	1,24×10 ¹	8,42×10 ¹	2,44×10 ¹	2,08×10 ¹	2,06×10 ¹	8,20×10 ⁰
C ₂ H ₄	éthylène	1,55×10 ⁰						8,96×10 ⁻¹		2,41×10 ⁰
C ₃ H ₄	méthyl-acétylène		7,84×10 ⁻²							
C ₄ H ₄	vinyl-acétylène		6,03×10 ⁻⁴							
C ₄ H ₆	diméthyl-acétylène		7,45×10 ⁻¹							2,83×10 ⁻³
C ₄ H ₈	butène		4,57×10 ⁻²							4,55×10 ⁻³
C ₄ H ₁₀	butane		3,84×10 ⁻²	1,26×10 ⁰		3,39×10 ⁰	4,81×10 ⁰			1,64×10 ⁰
C ₆ H ₆	benzène	9,71×10 ⁻³	4,99×10 ⁻²							2,13×10 ⁻²
HCN	acide cyanhydrique	6,59×10 ⁰	3,17×10 ⁰	4,12×10 ⁰	1,03×10 ⁻¹	1,15×10 ⁰	2,06×10 ⁰	1,87×10 ⁰	1,65×10 ⁰	4,33×10 ⁻²
HC ₃ N	cyanoacétylène	4,34×10 ⁻¹	5,94×10 ⁻¹	8,02×10 ⁻¹				1,76×10 ⁰	1,76×10 ⁰	6,13×10 ⁻¹
CH ₃ CN	acétonitrile	4,90×10 ⁻¹	3,66×10 ⁻¹					1,90×10 ⁻²	1,91×10 ⁻²	9,80×10 ⁻⁴
C ₂ H ₃ CN	acrylonitrile	9,73×10 ⁻³	5,63×10 ⁻¹							5,56×10 ⁻¹
C ₂ H ₅ CN	propionitrile		2,95×10 ⁻²							
C ₂ N ₂	cyanogène	7,43×10 ⁻⁴	1,01×10 ⁻¹	3,43×10 ⁻¹				1,04×10 ⁻³	8,25×10 ⁻⁴	5,71×10 ⁻²
C ₄ N ₂	dicyanoacétylène	6,44×10 ⁻²						4,50×10 ⁻³	2,44×10 ⁻¹	3,29×10 ⁻²

Material	chemical formula (structure)	estimated solubility in 77% CH ₄ /23%N ₂ at 95 K [mg/L]	solubility in H ₂ O at 298 K [mg/L]
"tholin" polymer	R(CH ₂) _n (HCN) _m	0	
ice (meteor influx)	H ₂ O	0.00000(002)	
Gibbsite	Al(OH) ₃		0.001
cyanogen	C ₂ N ₂	0.2	
butadiyne	C ₄ H ₂ (HCCCCH)	0.25	
cynoacetylene	HC ₃ N (HCCCN)	0.26	
benzene (C ₆ H ₆)	C ₆ H ₆	0.78	
1,3-butadiene	C ₄ H ₆ (H ₂ C=C=CH ₂)	1.1	
acetonitrile	CH ₃ CN	2.9	
acrylonitrile	C ₂ H ₃ CN (H ₂ C=CHCN)	3.2	
propyne	CH ₃ CCH	8	
Quartz	SiO ₂		12
carbon dioxide	CO ₂	44	
Amorphous silica	SiO ₂ (amorphous)		120
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂		300
Calcite	CaCO ₃		400
n-butane (C ₄ H ₁₀)	C ₄ H ₁₀ (CH ₃ CH ₂ CH ₂ CH ₃)	580	
hydrogen cyanide	HCN	1080	
acetylene	C ₂ H ₂ (HCCH)	1300	
Gypsum	CaSO ₄		2400
ethylene	C ₂ H ₄ (H ₂ C=CH ₂)	2810	
Halite	NaCl		360000

FIGURE 9.25 – Solubilités des hydrocarbures solides dans un liquide dominé par du méthane à 95 K comparée à la solubilité de matériaux terrestres parmi les plus solubles dans l'eau. Image : [Malaska et al. \(2011b\)](#).

se dissoudre dans le méthane liquide encore plus que la dolomite ou la calcite dans l'eau. Un moyen d'estimer la solubilité de manière qualitative d'un solide dans un liquide est de comparer le paramètre de solubilité d'Hildebrand des deux composés (Tableau 9.1). Généralement, plus les deux paramètres sont proches, plus le soluté est miscible dans le solvant. Par conséquent, la solubilité des hydrocarbures solides dans un liquide dominé par de l'éthane sera encore plus élevée que dans un liquide dominé par le méthane, étant donné que le paramètre de solubilité d'Hildebrand de l'éthane est plus élevé que celui du méthane, et donc plus proche de celui des hydrocarbures solides. D'un point de vue théorique, il semble donc possible de constituer une couche de surface soluble dans le méthane et l'éthane liquides sur Titan. L'épaisseur de cette couche soluble de surface pourrait constituer une limite pour la profondeur des dépressions dans lesquelles se trouvent les lacs de Titan.

9.6 Conclusion : les dépressions lacustres de Titan et leurs analogues morphologiques terrestres

Morphologiquement, les lacs de Titan semblent comparables à des lacs résidant dans des dépressions d'origine volcanique, thermokarstique, karstique, évaporitique ou karsto-évaporitique terrestres. L'hypothèse des lacs de cratères d'impacts est difficile à invoquer pour expliquer le mode de formation des lacs de Titan de manière globale, en raison de leur forte densité dans les régions polaires. Localement, il est néanmoins tout à fait possible que de tels lacs existent marginalement sur Titan.

L'hypothèse de lacs occupant des dépressions cryovolcaniques peut expliquer l'origine des lacs situés dans les dépressions topographiques arrondies de petite taille, à bords topographiques abrupts surélevés, parfois possédant des halos brillants entourant la dépressions et pouvant s'imbriquer les uns dans les autres. Ce mécanisme impliquerait la présence d'une nappe phréatique d'hydrocarbures proche de la surface afin de développer des édifices comme des maars (éruptions « phréatocryomagmatiques ») ou de remplir des édifices comme des calderas. Les principales limitations à ces mécanismes seraient l'absence d'autres structures potentiellement cryovolcaniques avérées sur Titan qui rendrait le cryovolcanisme très local. Ce mécanisme ne peut pas être exclu concernant la formation des dépressions lacustres de petite taille sur Titan, mais, s'il s'avère présent, il ne peut opérer que localement.

L'hypothèse de lacs occupant des dépressions thermokarstiques vise à expliquer l'origine des lacs de Titan possédant des tailles plus variées (petite à moyenne) et se développant dans des régions planes par un processus de fonte d'un sol riche en glace de méthane. D'un point de vue morphologique, les dépressions lacustres résultant de tels processus auraient effectivement des formes probablement similaires aux dépressions thermokarstiques terrestres. Les petites dépressions lacustres interprétées comme d'origine cryovolcanique selon l'hypothèse précédente pourraient constituer des analogues de pingos effondrés sur Titan. Cependant, l'absence de fortes variations d'insolation sur Titan (à toutes les échelles de temps), et donc de fortes variations de températures, limiterait *a priori* cette analogie. De plus, la présence d'un mélange binaire de méthane et de diazote dans l'atmosphère de Titan réduirait fortement la probabilité de produire du méthane solide en surface pouvant ensuite fondre ou se sublimer. Les autres hydrocarbures potentiellement présents en surface (éthane, acétylène, ...) étant très stables sous forme solide en surface, il paraît peu probable que la fonte d'un sol gelé ou de glaciers composés de ces hydrocarbures puisse engendrer des dépressions thermokarstiques sur Titan. Toutefois, il n'existe pas de modèles quantitatifs de déstabilisation thermique d'un hypothétique pergélisol sur Titan, démontrant que l'hypothèse thermokarstique est applicable ou non-applicable à Titan.

L'hypothèse de lacs occupant des dépressions karstiques peut expliquer la présence de lacs dans des dépressions topographiques marquées à forme arrondie ou lobée par des mécanismes de dissolution de la surface et de la sub-surface ainsi que par son effondrement. Les dépressions

lacustres de Titan seraient alors comparables aux dolines des milieux karstiques terrestres. Les dépressions vides pourraient être analogues aux dolines d'effondrement (bord topographique abrupt) ou aux dolines de dissolution (bord topographique peu marqué). Les dépressions contenant des lacs seraient analogues aux cénotes terrestres. Cette hypothèse requiert la présence d'une couche de surface soluble dans le méthane et l'éthane. Il est théoriquement possible de former une telle couche compte tenu (1) de la solubilité des hydrocarbures solides dans les hydrocarbures liquides et (2) des processus de sédimentation et d'accumulation en surface des hydrocarbures solides produits dans l'atmosphère de Titan. Cette couche de surface doit aussi être au contact d'un alcanofère pour initier les processus de dissolution. Le climat de Titan doit aussi permettre le développement de la couche soluble en empêchant sa dissolution totale dans les liquides mais doit aussi fournir l'humidité nécessaire au développement de karsts. L'existence d'une couche insoluble superficielle et peu perméable couvrant la couche soluble pourrait réduire le phénomène de dissolution de surface. L'observation de morphologies interprétées comme karstiques dans Sikun Labyrinthus semble compatible avec cette hypothèse de dissolution.

L'hypothèse de lacs éphémères engendrant une sédimentation évaporitique peut expliquer la présence des dépôts brillants détectés par VIMS au sein de dépressions vides et autour de dépressions contenant des lacs sur Titan. Les dépressions lacustres de Titan seraient alors analogues aux playas terrestres, se développant sous des climats arides. Si cette hypothèse évaporitique permet de comprendre le fonctionnement « hydrologique » de certains lacs de Titan et les processus sédimentaires associés, en revanche elle ne permet pas d'expliquer l'origine des dépressions topographiques dans lesquelles ils résident. La corrélation entre les dépôts VIMS brillants et les dépressions lacustres semble tout de même indiquer que le dépôt de sédiments évaporitiques sous l'effet d'un climat relativement aride est un processus effectif sur Titan.

L'hypothèse des lacs occupant des dépressions karsto-évaporitiques expliquerait la formation des dépressions lacustres par des mécanismes de karstification et de cristallisation évaporitique à la surface ou dans la sub-surface de Titan. L'intérêt de cette hypothèse est qu'elle permettrait d'expliquer à la fois les dépôts brillants observés par VIMS autour des lacs et dans les dépressions vides, mais aussi la formation des dépressions topographiques. Cette hypothèse requiert la présence d'un climat relativement aride sur Titan pour préserver une couche d'hydrocarbures solides d'une épaisseur de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres. Cette hypothèse requiert aussi des précipitations fortes ayant lieu de manière épisodique afin de dissoudre localement la couche de surface et de créer les dépressions topographiques. Une des origines possibles de cette couche de surface serait la sédimentation en surface des hydrocarbures solides produits dans l'atmosphère de Titan, certains de ces composés étant très solubles dans le méthane et l'éthane liquides (plus solubles que les carbonates ne le sont dans l'eau sur Terre). Les facteurs limitants à cette hypothèse résident dans l'épaisseur de la couche de surface formée, variable selon les taux de production des hydrocarbures solides dans l'atmosphère, dans la relative méconnaissance de la composition exacte de la surface de Titan, et dans le climat de Titan, en globalité aride mais pouvant varier en fonction des latitudes comme sur Terre.

Chapitre 10

Le climat sur Titan - Lien avec les lacs

Dans le Chapitre 9 je dresse un bilan des analogies possibles entre les dépressions lacustres de Titan et des lacs terrestres occupant des dépressions d'origines volcanique, thermokarstique, karstique, évaporitique et karsto-évaporitique. Il ressort de toutes ces analogies que celles expliquant le mieux la formation de dépressions lacustres sur de larges étendues planes sont les analogies associant les dépressions lacustres de Titan à des dépressions thermokarstiques, karstiques et karsto-évaporitiques, contenant ou non des lacs.

L'hypothèse de développement de dépressions thermokarstiques sur Titan implique la fonte d'un sol gelé formé sous un climat de type périglaciaire ou glaciaire. L'hypothèse de développement de dépressions karstiques implique la dissolution d'une couche de surface soluble dans le méthane et l'éthane liquide sous un climat variant d'un type aride à humide. Les dolines d'effondrement et les cénotes terrestres, potentiellement analogues aux dépressions lacustres de Titan, sembleraient en effet se développer sous un climat plutôt humide tempéré à tropical. Enfin, l'hypothèse de développement de dépressions karsto-évaporitiques impliquerait la dissolution d'une couche superficielle évaporitique soluble dans le méthane et l'éthane liquides sous un climat aride à semi-aride.

Un facteur pouvant aider à faire la distinction entre les mécanismes thermokarstiques, karstiques et karsto-évaporitiques pourrait donc être le climat. En effet, de nombreuses modélisations existent dans le but de comprendre le climat de Titan. Dans ce Chapitre, je dresse donc un bilan des connaissances sur la saisonnalité et sur le climat de Titan que je compare aux climats terrestres. Je présente dans un premier temps différentes classifications des climats terrestres qui permettent de les répartir en grands ensembles. Je présente ensuite le suivi de l'activité nuageuse qui a permis de mettre en évidence les types de climats et leur saisonnalité sur Titan. Enfin, je présente les travaux concernant l'équilibre entre les précipitations et l'évaporation dans la troposphère de Titan dans le but de déterminer quel(s) climat(s) terrestre(s) pourrai(en)t correspondre le mieux au(x) climat(s) sur Titan, et par conséquent, s'il est possible de trancher entre les mécanismes de formation des lacs cités précédemment.

10.1 Les climats sur Terre : contraintes pour les analogie avec les dépressions lacustres terrestres

L'étude géomorphologique des dépressions lacustres de Titan réalisée dans le Chapitre précédent semble indiquer des analogies potentielles entre celles-ci et certaines dépressions lacustres terrestres. Afin de tenter de discriminer au mieux quel analogue terrestre convient pour les décrire, j'ai choisi de m'intéresser en détail au climat de Titan (et notamment à son équilibre précipitation/évaporation) afin de le comparer aux climats terrestres. Je présente donc dans cette Section les définitions des climats terrestres selon 3 principales classifications climatiques sur Terre : la classification de Köppen-Geiger (Köppen, 1931; Geiger, 1961), donnant une vision globale des climats terrestres ; la classification de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948; Meigs, 1953) partiellement reprise par l'UNEP (1992) (*United Nations Environment Programme*) et segmentant la surface de la Terre selon son aridité ; et la classification de French (2007), segmentant les régions périglaciaires en plusieurs sous-groupes.

10.1.1 La classification de Köppen (1931)-Geiger (1961)

Les climats sur Terre sont généralement répartis en fonction des latitudes et sont classés selon différents critères : la température, l'ensoleillement, la pluviométrie, l'humidité, la végétation, l'aridité, l'évapotranspiration... La classification de Köppen-Geiger (Köppen, 1931; Geiger, 1961), est une des classifications les plus utilisées et se base sur les variations saisonnières/annuelles de températures et sur les taux et les régimes de précipitation annuels. Les climats sont répartis en cinq grandes familles selon cette classification : les climats équatoriaux ou tropicaux (A), les climats arides (B), les climats tempérés chauds (C), les climats continentaux ou enneigés (D) et les climats polaires (E).

Selon cette classification, les climats équatoriaux ou tropicaux (A) sont majoritairement caractérisés par leurs températures élevées ainsi que par l'abondance de leurs pluies (précipitations $P >$ évapo-transpiration potentielle¹ moyenne ETP), quasiment constantes tout au long de l'année. Les climats arides (B) sont caractérisés par de faibles pluies annuelles ($P < ETP$). Les climats tempérés (C) sont caractérisés par des étés chauds et sec et des hivers froids/frais et humides. Les climats continentaux ou enneigés (D) sont caractérisés par des taux de précipitation relativement faibles et des contrastes de températures saisonniers élevés. Enfin les climats polaires (E) sont caractérisés par la présence de glaces persistantes ou de toundra.

Chaque climat est ensuite subdivisé en fonction de son régime pluviométrique : continuellement humide (f), de mousson (m, $P > 1500$ mm), sec en été (s) ou en hiver (w), climat désertique (W, $P < 250$ mm) ou de steppe (S, $380 \text{ mm} < P < 760$ mm). C'est ainsi que l'on fait la distinction entre un climat aride caractérisé par une pluviométrie de type désertique (ex : BW), et un climat aride caractérisé par des précipitations suffisantes pour développer une végétation de type steppe

1. L'ETP correspond au taux d'évapotranspiration d'une courte pelouse verte grandissante, bien alimentée en eau, couvrant toute une surface donnée. L'ETP est aussi définie comme la quantité d'eau évaporée par le sol et transpirée par les végétaux si le réservoir d'eau initial était sans limite, à ne pas confondre avec l'évapotranspiration réelle ETR, tenant compte du fait que l'on évapore uniquement l'eau à disposition dans une région donnée (Laity, 2008).

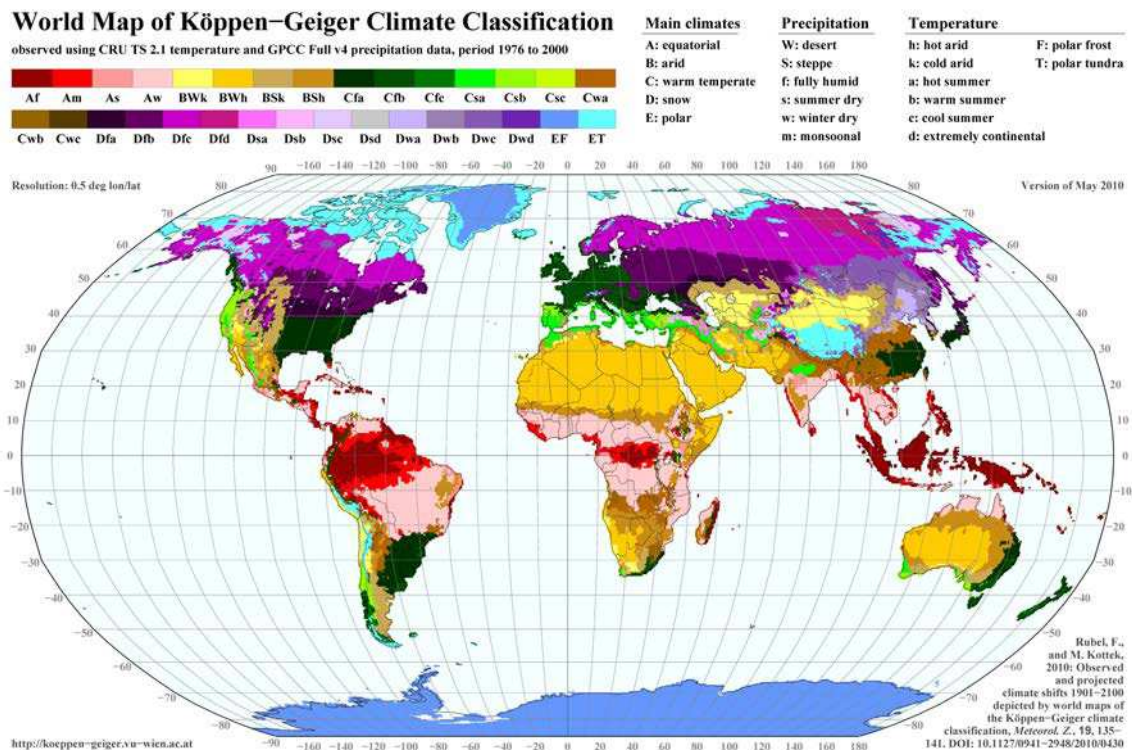


FIGURE 10.1 – Carte de la répartition des climats sur Terre selon la classification de Köppen-Geiger entre 1976 et 2000. Image : Rubel et Kottek (2010), aussi disponible à <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at>.

(ex : BS, que l'on pourrait qualifier de semi-aride).

Il existe aussi des subdivisions en fonction des températures et de leur gamme de variations. On distingue ainsi des climats arides chauds (h) et froids (k), des climats avec un été chaud (a), tempéré (b) ou court et frais (c), des climats extrêmement continentaux (hiver très froid, d), des climats avec gel polaire (température toujours inférieure à 0°C, F) et des climats de toundra polaire (température du mois le plus chaud supérieure à 0°C, T). La Fig. 10.1 représente la carte de Köppen-Geiger des années 1976-2000 réalisée à partir de ces critères (Rubel et Kottek, 2010).

10.1.2 L'aridité des climats selon Thornthwaite (1948) et l'UNEP (1992)

La classification de Thornthwaite (1948) est basée sur l'aridité des climats. Celle-ci dépend principalement de quatre facteurs (Thompson, 1975; Agnew et Anderson, 1992; Thomas, 2000; Han et Singer, 2007; Laity, 2008; Maliva et Missimer, 2012) :

- la présence de zones de forte pression atmosphérique, directement liée à la circulation atmosphérique de type Hadley : des branches d'air chaud montent à l'équateur et des branches d'air froid descendent dans les régions sub-tropicales, produisant des zones à conditions stables et sèches,
- la présence de vents continentaux secs (due à l'éloignement des sources d'humidité, i.e. l'océan, le long du trajet des masses d'air),

- les effets d'ombrage des pluies, qui consistent en la décharge de l'humidité de l'air sous forme de pluies à l'approche (durant la montée) d'un relief (on parle de relief faisant face au vent), l'air descendant l'autre façade du relief (relief à l'abri du vent) étant par conséquent plus sec et plus chaud,
- la présence de courants océaniques froids proches des terres, refroidissant la basse atmosphère et empêchant les mouvements convectifs (et donc les précipitations) par stratification thermique de l'air. L'air froid se retrouve coincé aux basses altitudes, l'air plus chaud à plus haute altitude. Au fur et à mesure que ces masses d'air circulent dans les terres, elles se réchauffent et perdent petit à petit leur humidité.

La classification de [Thornthwaite \(1948\)](#) utilise l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne (ETP) d'un milieu ([Penman, 1948](#)) pour caractériser son humidité ou son aridité. [Thornthwaite \(1948\)](#) utilise un indice d'humidité I_m (*moisture index*) dépendant de deux indices illustrant le surplus I_h ou le déficit I_a en eau du milieu pour définir le type de climat. L'indice d'humidité I_m de [Thornthwaite \(1948\)](#) est défini par :

$$I_m = I_h - 0.6 I_a, \quad (10.1)$$

$$\text{avec : } I_h = \frac{100 \times (P_m - ETP_m)_{P_m > ETP_m}}{ETP}, \quad (10.2)$$

$$\text{et : } I_a = \frac{100 \times (ETP_m - P_m)_{ETP_m > P_m}}{ETP}, \quad (10.3)$$

où ETP_m et P_m représentent les taux d'évapotranspiration potentielle et de précipitation mensuels et ETP le taux d'évapotranspiration potentielle annuel. L'équilibre entre les taux de précipitation et d'évapotranspiration potentielle définit ainsi l'aridité ou l'humidité d'un climat plutôt que son taux de précipitation moyen sur l'année.

Cette classification permet ainsi de subdiviser les différentes régions du globe en zones (hy)per-humides (A, $I_m \geq 100\%$), humides (B, $I_m = 20 - 100\%$), humides/sub-humides/sèches (C, I_m compris entre -20 et 20 %), semi-arides (D, I_m compris entre -20 et -40 %, $P = 200 - 500$ mm/an), arides (E, I_m compris entre -40 et -60 %, $P = 25 - 200$ mm/an) et hyper-arides (initialement non définies par [Thornthwaite \(1948\)](#), $I_m < -60$ %, $P < 25$ mm/an), dépourvues de saisons des pluies et pouvant rester sans pluies durant 12 mois consécutifs ([Laity, 2008](#)). La Fig. 10.2 présente la localisation des zones arides, semi-aride et hyper arides sur Terre, d'après le travail initialement effectué par [Thornthwaite \(1948\)](#) et [Meigs \(1953\)](#) basé sur les données d'évapotranspiration terrestres. Le principe de classification basée sur l'équilibre entre P et ETP est repris par l'[UNEP \(1992\)](#), qui utilise un indice d'aridité (AI) différent de celui de [Thornthwaite \(1948\)](#), défini comme suit :

$$AI = P/ETP \quad (10.4)$$

La classification proposée par l'[UNEP \(1992\)](#) selon cet indice répartit les régions à climat aride en régions extrêmement ou hyper-arides ($AI < 0,05$), arides ($0,05 < AI < 0,2$), semi-arides ($0,2 < AI < 0,5$) et sèches/sub-humides ($0,5 < AI < 0,65$). Les environnements hyper-arides couvrent ainsi 7,5 % de la surface continentale de la Terre, correspondent typiquement aux régions désér-

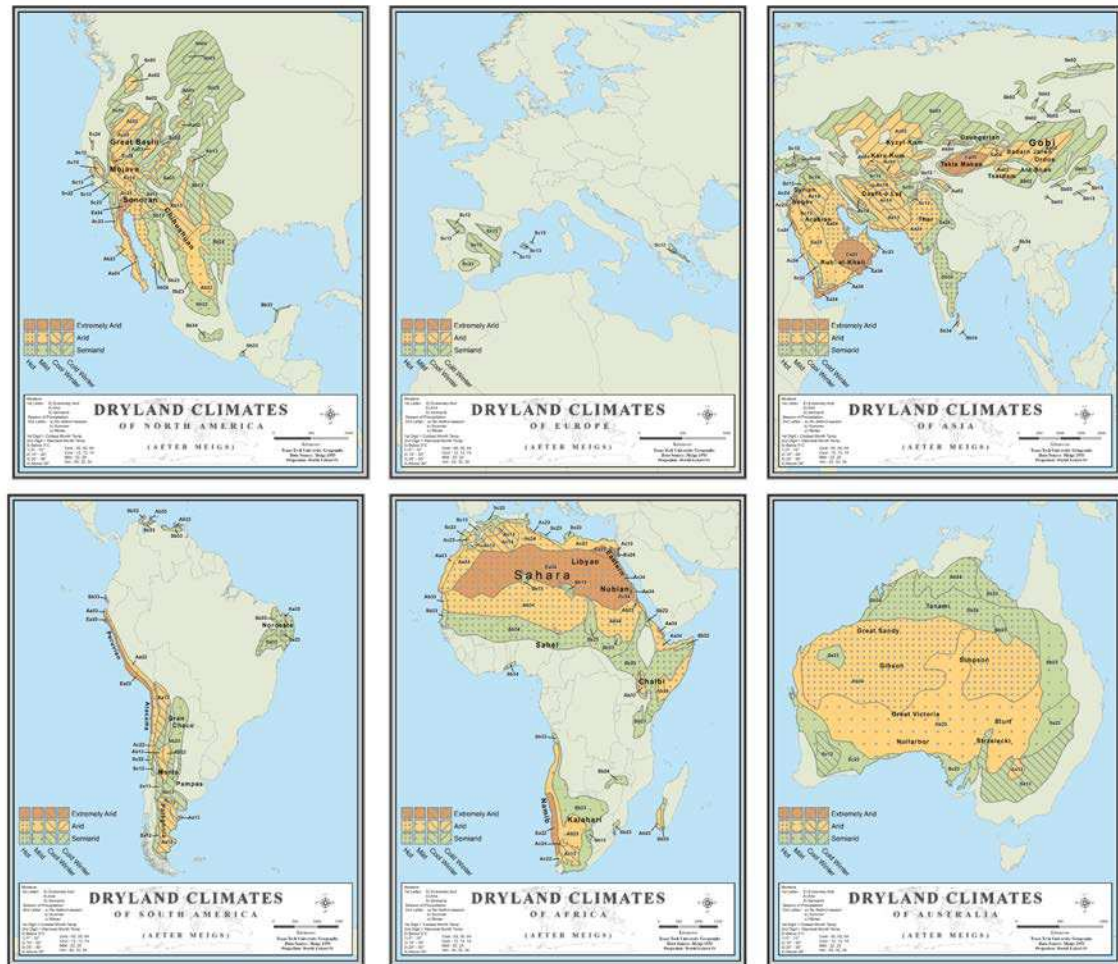


FIGURE 10.2 – Cartes des zones à climat aride d’après l’équilibre précipitation/évapotranspiration (Thornthwaite, 1948; Meigs, 1953). En rouge : zones hyper-arides ; en orange : zones arides ; en vert : zones semi-arides. Images : Van Nice et Lee (2011).

tiques chaudes (Sahara, Atacama, Namib), et sont dépourvus de saison des pluies (pluies limitées, < 10 cm/an, et extrêmement variables dans le temps). Les environnements arides couvrent 12,1 % de la surface des continents et possèdent une pluviométrie annuelle moyenne allant jusqu’à 20 cm/an dans les zones humides en hiver, et 30 cm/an dans les zones humides en été, et une pluviométrie inter-annuelle extrêmement variable (50 - 100 %, avec des pluies typiquement organisées sous forme de tempêtes ponctuelles). Les zones semi-arides couvrent 17,7 % des continents et ont une pluviométrie hautement saisonnière (saison des pluies marquée), avec des taux de précipitation moyens allant jusqu’à 50 cm/an dans les zones humides en hiver et 80 cm/an dans les zones humides en été. La variation des taux de précipitation inter-annuels y est relativement élevée (25 - 50 %). Enfin, les zones sèches/sub-humides couvrent 9,9 % des continents et ont des taux de précipitation annuels relativement stables (variations inter-annuelles < 25 %). Les zones pouvant être qualifiées d’arides couvrent donc environ 47 % de la surface continentale de la Terre (environ 1/3 des continents si l’on ne tient pas compte des régions sub-humides).

D'autres classifications utilisant d'autres indices d'aridité sont utilisées, comme par exemple celle de [De Martonne \(1926\)](#), approximant l'*ETP* par le biais de la température. Toutes ces classifications basées sur les indices d'aridité aboutissent à des résultats très similaires, pouvant être représentés de manière assez satisfaisante par les cartes d'aridité de [Van Nice et Lee \(2011\)](#) (Fig. 10.2), issues des travaux de [Meigs \(1953\)](#).

10.1.3 Les climats périglaciaires selon [French \(2007\)](#)

Les climats périglaciaires correspondent aux climats continentaux et polaires de la classification de Köppen-Geiger. Ces climats peuvent être subdivisés en plusieurs régions selon la température, l'insolation, les précipitations, l'évaporation et la végétation ([French, 2007](#)). Cette subdivision permet notamment de mettre en évidence des régions désertiques froides, au niveau des régions polaires Arctique et Antarctique par exemple, qui ne subissent que très peu de précipitations ([Laity, 2008](#)). On distingue ainsi les climats :

du Haut Arctique, localisés aux hautes latitudes Nord (ex : Spitzberg, Green Harbour, 78°N ; zones arctiques canadiennes de Sachs Harbour, 72°N) et caractérisés par de basses températures moyennes (-20 à -30°C) durant l'hiver (nuit polaire, Septembre à Mai) et des températures moyennes positives comprises entre +4 à +6°C durant l'été de Juin à Août. La température moyenne annuelle serait comprise entre -8 et -14°C et subirait des variations au cours de l'année de 25 à 36°C. Les précipitations annuelles y sont très faibles, comprises entre < 100 et 400 mm/an. La moitié de ces précipitations s'effectue sous forme de pluies pendant l'été. L'évaporation et la percolation des eaux de pluies dans ces régions étant très faibles, ces régions sont très humides en été. La végétation développée dans ces régions est de type toundra.

Continentaux, situés dans les régions sub-Arctiques (Fairbanks, Alaska ; Territoire du Yukon, Nord du Canada) et continentales (Yakoutie en Sibérie), caractérisés par des écarts de températures entre l'hiver et l'été beaucoup plus importants que dans les régions du Haut Arctique. La température est positive durant 6 mois de Mai à Septembre. La température moyenne annuelle serait comprise entre -5 et -10°C et subirait des variations au cours de l'année de 45 à 62°C. Les précipitations y sont plus importantes que dans les régions au climat Haut Arctique, comprises entre 250 et 600 mm/an (la majorité étant sous forme de pluies). L'évaporation dans ces régions étant relativement importante durant l'été, la sub-surface ne contient que peu d'eau durant cette période de l'année. La végétation qui se développe dans ces régions est la taïga ou forêt boréale.

Alpin, situé dans les régions de hautes altitudes (2000 à 4000 m d'altitude) aux moyennes latitudes, soit typiquement dans les massifs montagneux d'Europe et d'Amérique du Nord, et les régions maritimes septentrionales de Scandinavie telles l'Islande, la Norvège, la Suède et la Finlande. Les températures diurnes oscillent autour de 0°C. Les variations saisonnières et diurnes des températures sont importantes, à cause de la localisation de ces régions aux moyennes latitudes, et donc à une insolation plus forte que dans le cas des climats Haut Arctique et Continentaux. La tem-

température moyenne annuelle serait comprise entre -3 et -7°C et subirait des variations au cours de l'année de 15 à 22°C . Les précipitations sont aussi plus abondantes (effets marins et orogéniques) et sont supérieures à $750 - 1000 \text{ mm/an}$, dont la majorité s'effectue en hiver sous forme de neige.

du Plateau du Qinghai-Xizang au Tibet, caractérisé par de fortes variations saisonnières et diurnes de températures du fait de sa haute altitude et de sa basse latitude (plus forte insolation). La température moyenne de l'air de ces régions est comprise entre -2 et -6°C . La température moyenne annuelle serait de -6°C et subirait des variations au cours de l'année de l'ordre de 23°C . Les taux de précipitation y sont de l'ordre de 200 à 600 mm/an , la plupart des pluies ayant lieu entre Juin et Septembre, pour des taux d'évaporation potentielle de l'ordre de $1200 - 1800 \text{ mm/an}$, soit une aridité non négligeable. La végétation qu'il s'y développe est de type steppe-toundra.

à faibles variations annuelles, localisés dans les archipels des hautes latitudes Nord (ex : Jan Mayen) et Sud (ex : Gruytviken, Kerguelen). Les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de -2 à 0°C et les variations annuelles sont faibles, de l'ordre de 10°C . Les fortes influences marines sur le climat entraînent de fortes précipitations, atteignant 1000 à 2000 mm/an .

Antarctique froid et sec, localisé dans certaines vallées sèches de l'Antarctique (Inexpressible Island), et caractérisé par son aridité extrême. La sublimation de la glace causée par des vents catabatiques descendants de la calotte polaire entraîne l'absence de couverture neigeuse ou de calotte pérenne. La température moyenne annuelle est comprise entre -15 et -24°C , avec des variations saisonnières de l'ordre de 19°C .

10.2 Observation des saisons par le suivi de l'activité nuageuse sur Titan

Sur Terre, les climats sont définis par de nombreux facteurs, dont la saisonnalité (Section 10.1). Sur Titan, l'obliquité et l'excentricité de l'orbite contrôlent la durée et l'intensité des saisons. L'été est ainsi plus court mais plus intense dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord, du fait de la plus grande proximité de Saturne par rapport au Soleil ([Aharonson et al., 2009](#)). La saisonnalité sur Titan s'exprime sous la forme d'événements nuageux, malgré la faible énergie disponible pour engendrer de la condensation de méthane et des mouvements convectifs dans la troposphère ([McKay et al., 1989, 1991](#)). Je présente donc l'activité nuageuse rythmant le climat et les saisons sur Titan.

10.2.1 La couverture nuageuse permanente et sa migration saisonnière

Durant les missions Pioneer et Voyager, l'hémisphère Nord de Titan sortait tout juste de l'hiver et entrait dans le printemps. Un « collier » de brume était alors détecté dans l'hémisphère Nord ainsi qu'une asymétrie Nord/Sud de l'albédo de l'atmosphère, le Sud étant plus brillant que le Nord dans les domaines de l'UV et du visible ([Sromovsky et al., 1981](#); [Smith et al., 1982](#)).

La plupart des observations depuis les télescopes au sol ou en orbite terrestre dans les années 1990 se sont déroulées durant l'été et l'automne de l'hémisphère Nord. Le collier de brume était alors détecté dans l'hémisphère Sud ([Roe et al., 2002a](#)) et l'asymétrie Nord-Sud citée précédemment était inversée, avec un hémisphère Nord plus brillant que l'hémisphère Sud dans les domaines de l'UV et du visible (l'inverse est constaté dans le proche infrarouge) ([Caldwell et al., 1992](#)). L'asymétrie Nord/Sud s'inverse de nouveau à partir de 2001 à l'approche de l'hiver dans l'hémisphère Nord et retourne ainsi dans la situation observée par Voyager (hémisphère Nord plus brillant dans l'infrarouge) une vingtaine d'années plus tôt ([Hirtzig et al., 2006](#)).

À l'arrivée de la mission Cassini-Huygens en 2004, c'est de nouveau l'hiver dans l'hémisphère Nord. Le nuage polaire est de nouveau détecté de manière quasi systématique au-dessus du Pôle Nord jusqu'en 2008 par VIMS mais montre une diminution progressive de son activité jusqu'à sa

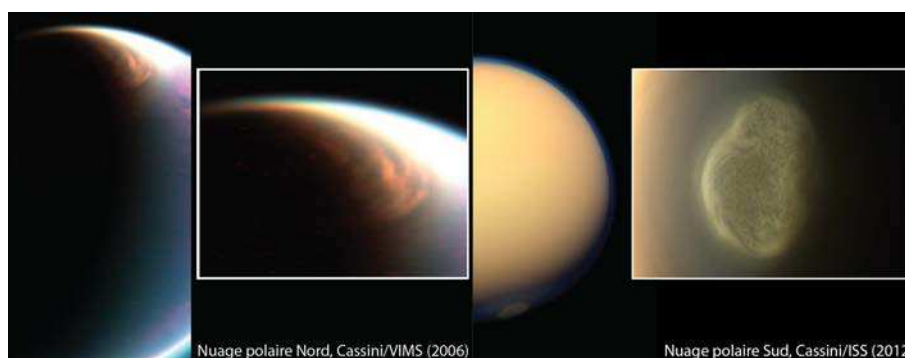


FIGURE 10.3 – Nuages polaires Nord (2006) et Sud (2012). Crédits images : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute.

quasi disparition à l'approche de l'équinoxe de printemps au Nord (Rodriguez *et al.*, 2008, 2009, 2011; Le Mouélic *et al.*, 2012b). Il est probablement riche en éthane, composé abondamment produit dans la stratosphère et pouvant s'accumuler dans la troposphère par des mouvements de masses d'air descendants (Griffith *et al.*, 2006; Rannou *et al.*, 2006; Bauerecker et Dartois, 2009; Rodriguez *et al.*, 2009). Ces mouvements sont aussi mis en évidence entre 2007 et 2010 par la réduction d'altitude de la couche de brume détachée (West *et al.*, 2011). D'autres nuages plus petits, probablement riches en méthane, sont engendrés par des phénomènes convectifs dans la troposphère (Brown *et al.*, 2009; Turtle *et al.*, 2011a). La diminution de l'activité nuageuse au Pôle Nord est cohérente avec les modèles climatiques qui prédisent la migration du vaste nuage polaire vers le futur hémisphère d'hiver (hémisphère Sud) (Rannou *et al.*, 2006). Rodriguez *et al.* (2011) notent la première apparition de nuages aux moyennes latitudes Nord fin 2009. On note en Juin 2012 l'apparition d'un vortex nuageux au Pôle Sud de Titan, cohérent avec le changement de saison actuel (Fig. 10.3).

10.2.2 L'activité nuageuse sporadique : les tempêtes saisonnières

Outre les basculements Nord/Sud de la localisation du collier de nuages et de l'hémisphère brillant, la météorologie de Titan est marquée par des tempêtes. La première tempête est enregistrée dans l'hémisphère Sud de Titan à l'approche du solstice d'hiver de l'hémisphère Nord (Roe *et al.*, 2002a). De nombreux nuages troposphériques et convectifs, composés probablement de méthane condensé par des mouvements de masses d'air ascendants (Rannou *et al.*, 2006), sont recensés dans les régions polaires Sud sur de courtes périodes de temps (Brown *et al.*, 2002; Porco *et al.*, 2005; Schaller *et al.*, 2006a). Les nuages se déchargent donc probablement par le biais de pluies intenses et rapides. Cette forte activité nuageuse dans le futur hémisphère d'été (Sud) est probablement causée par une élévation de l'insolation journalière à l'approche de l'été, ce qui favorise la convection dans la basse atmosphère ainsi que l'augmentation de l'humidité relative en méthane conduisant à la genèse de précipitations (Brown *et al.*, 2002).

Depuis 2004, les imageurs ISS et VIMS à bord de la sonde Cassini permettent le suivi des nuages convectifs de méthane dans les régions polaires Sud (Porco *et al.*, 2005; Brown *et al.*, 2009; Schaller *et al.*, 2009; Turtle *et al.*, 2009) et de quelques occurrences aux moyennes et basses latitudes Sud sous forme de fines bandes nuageuses longitudinales (Griffith *et al.*, 2005, 2009; Schaller *et al.*, 2009; Tokano, 2011; Turtle *et al.*, 2011b,a). L'activité nuageuse polaire Sud décroît depuis 2005 au fur et à mesure que l'équinoxe approche (absence de tempêtes depuis 2007), et cesse en 2009 - 2010 après l'équinoxe (Rodriguez *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011a). Cette décroissance s'effectue au profit de l'augmentation de l'activité nuageuse aux moyennes et basses latitudes Sud de 2004 à 2010, avec un léger maximum au moment de l'équinoxe en 2009 (Rodriguez *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011a). Le suivi de l'activité nuageuse sur Titan, et en particulier durant la mission Cassini de 2004 à 2012 (Rodriguez *et al.*, 2009; Brown *et al.*, 2010; Rodriguez *et al.*, 2011; Turtle *et al.*, 2011a), illustre donc parfaitement les cycles saisonniers sur Titan, avec notamment la transition actuelle entre l'hiver et l'été dans l'hémisphère Nord. L'activité nuageuse sur Titan, variant en fonction des saisons, est représentée sur les Figs. 10.4 et 10.5.

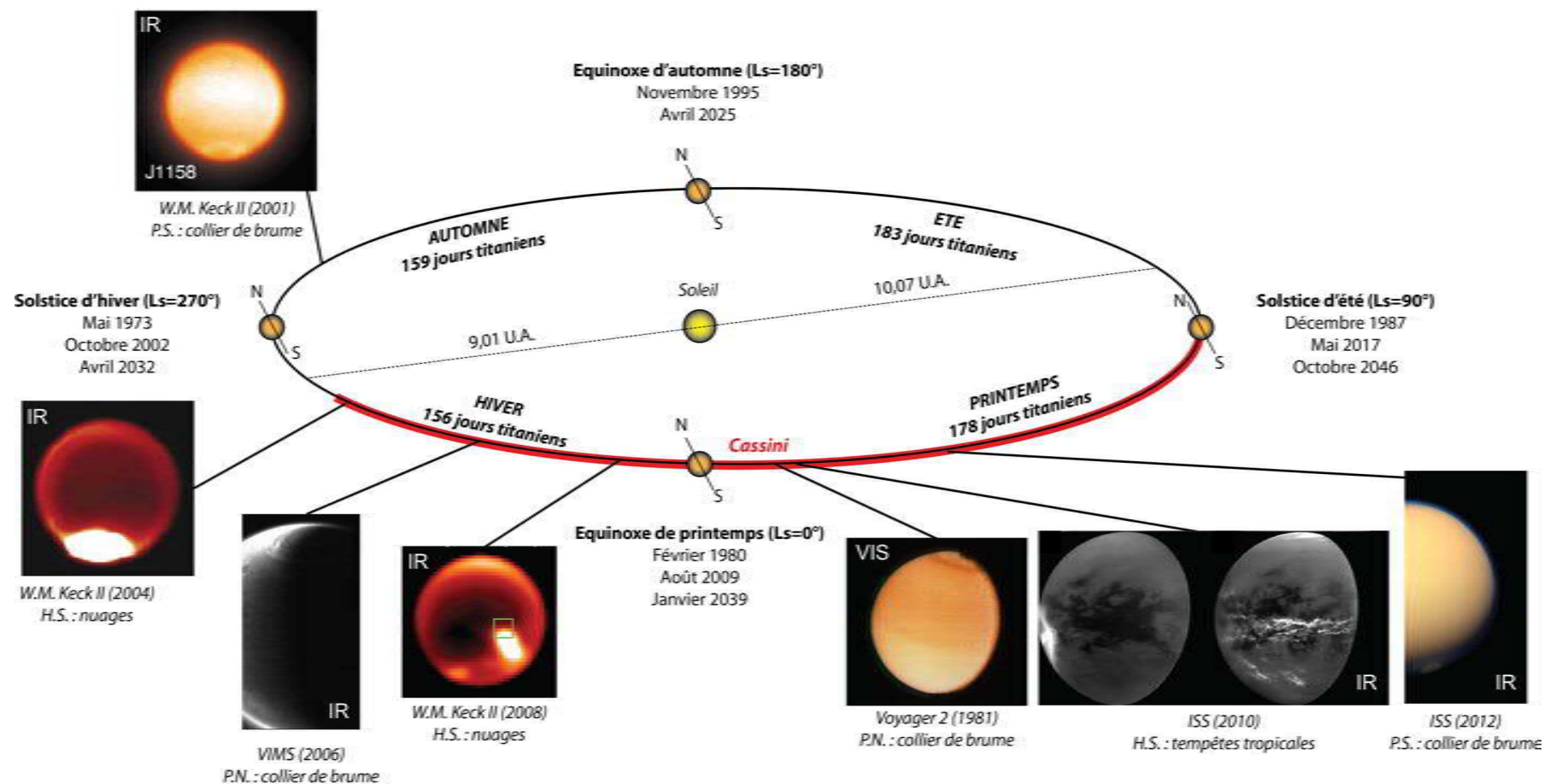


FIGURE 10.4 – Les saisons sur Titan (hémisphère Nord) et l'activité nuageuse associée. P.S. : Pôle Sud ; P.N. : Pôle Nord ; H.S. : Hémisphère Sud ; VIS : image acquise dans le domaine du visible ; IR : image acquise dans le domaine de l'infrarouge.

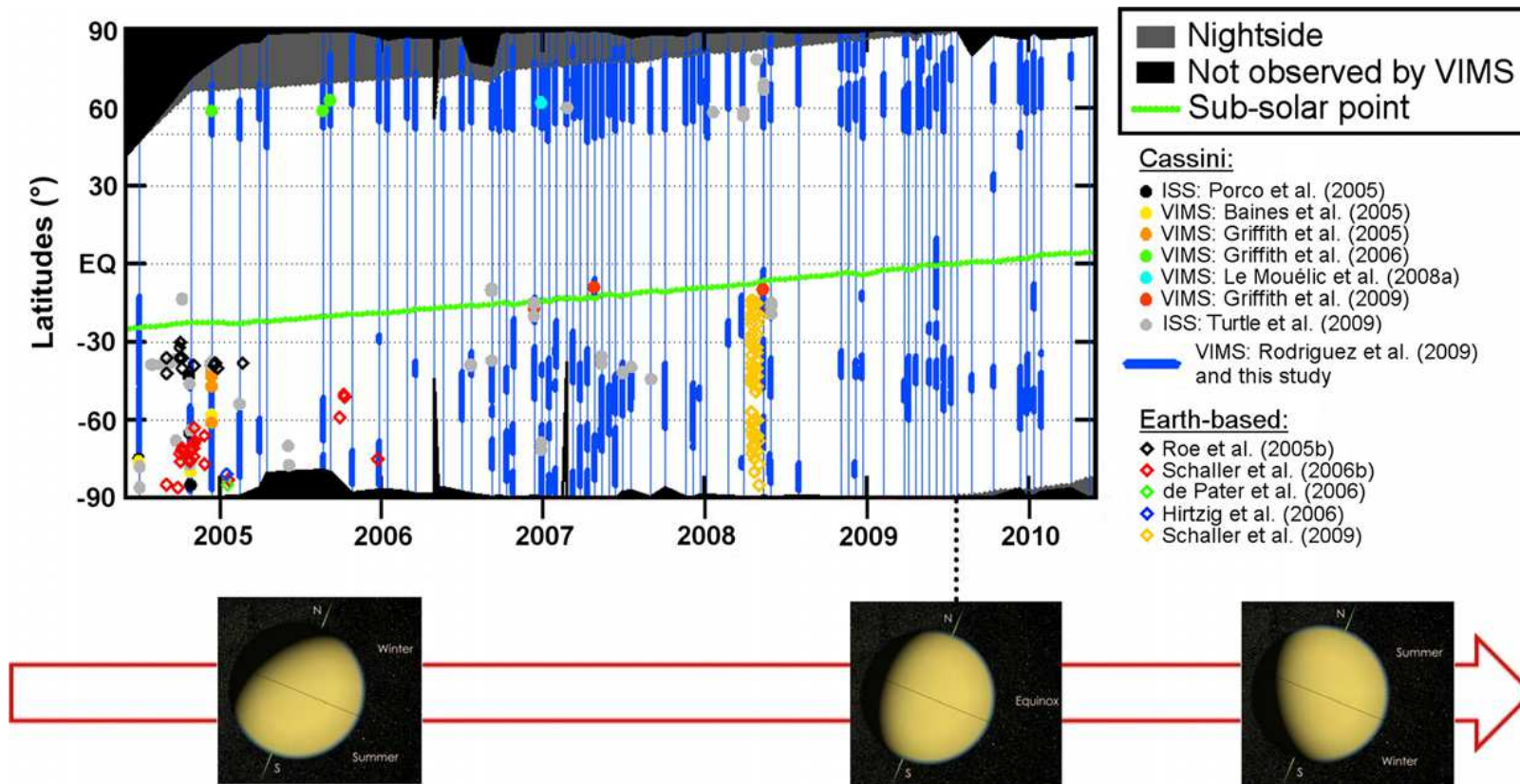


FIGURE 10.5 – Recensement de l'activité nuageuse sur Titan de 2004 à 2010 par [Rodriguez et al. \(2011\)](#). Les détections de nuages par VIMS, ISS ou les télescopes au sol ou en orbite, incluses dans de précédents articles y sont aussi reportées, ainsi que la ligne d'insolation maximale au cours du temps (*Subsolar point*). Image : [Rodriguez et al. \(2011\)](#).

10.3 Le cycle du méthane/éthane sur Titan : condensation, précipitation, évaporation

Nous avons vu dans la Section 10.1 que les climats terrestres sont définis par différents paramètres physiques, dont les plus importants semblent être les taux de précipitation et d'évapotranspiration potentielle ainsi que leurs variations. Si l'on souhaite transposer ce type de classifications sur Titan, il est donc nécessaire de caractériser le cycle des hydrocarbures liquides (méthane et éthane) entre l'atmosphère et la surface de Titan.

De manière générale, le climat d'un corps planétaire repose sur l'équilibre entre l'énergie solaire absorbée et l'énergie thermique émise en direction de l'espace par le corps. En l'absence d'atmosphère, il n'y a pas de phénomènes d'absorption atmosphérique, ni de blocage du rayonnement thermique du corps. L'équilibre énergétique est donc contrôlé par la distance entre le corps et le Soleil, ainsi que par l'albédo de sa surface (Atreya *et al.*, 2009).

Le cas de Titan, possédant une épaisse atmosphère riche en méthane et en aérosols, est beaucoup plus complexe. L'atmosphère absorbe fortement le rayonnement et ne laisse passer qu'environ 10 % du flux solaire en direction de la surface (Fig. 10.6) (McKay *et al.*, 1989). La présence de méthane dans l'atmosphère engendre un effet de serre dans la troposphère quasiment compensé par l'anti-effet de serre provoqué par les aérosols, ce qui permet de maintenir une température moyenne de surface d'environ 93 K (-180°C) (McKay *et al.*, 1989, 1991). La température de surface est quasiment homogène sur Titan et ne varie que de 2 à 3 kelvins entre les pôles (90,5 K durant l'hiver Nord, 91,7 K durant l'été Sud) et l'équateur (93,7 K) (Jennings *et al.*, 2009; Cottini *et al.*, 2012). Dans ces conditions, le méthane est proche de son point triple en surface et peut se condenser sous forme de nuages, précipiter sous forme liquide, s'évaporer en gaz, et possiblement geler sous forme de glace, comme l'eau sur Terre (Fig. 1.4). L'éthane, principal composé issu de la photodissociation du méthane, peut lui aussi exister sous forme liquide. Il joue néanmoins un rôle stabilisateur pour les corps liquides sur Titan, composés principalement de méthane et d'éthane, puisque sa pression de vapeur saturante est basse (Fig. 1.4), ce qui diminue sa capacité à s'évaporer (Mitri *et al.*, 2007).

Afin de caractériser le climat de Titan, de nombreuses études théoriques tentent de déterminer l'équilibre entre les taux de précipitation et les taux d'évaporation des liquides. Il n'existe actuellement aucune étude expérimentale publiée visant à caractériser les taux d'évaporation du méthane, de l'éthane, ou de mélanges méthane/éthane liquides dans les conditions de la surface de Titan. Les études disponibles sur l'équilibre entre précipitations et évaporation sont donc réalisées d'après des modèles théoriques basés sur l'équilibre énergétique sur Titan, des modèles de microphysique des nuages, des modèles photochimiques, des modèles de circulation atmosphérique générale (*General Circulation Model*, GCM) couplés à des modèles de surfaces théoriques (type océan ou solide), ou grâce à quelques rares observations de changement d'albédo à la surface de Titan. Les taux de précipitation et d'évaporation peuvent se révéler très variables d'une étude à l'autre et dépendent fortement des hypothèses de base des modèles. Une autre manière de caractériser le climat de Titan, exposée dans la Section 10.2, est de réaliser des suivis de l'activité nuageuse en fonction de la latitude et des saisons, celle-ci étant probablement associée à des pré-

cipitations et donc potentiellement à des processus affectant l'état physique de la surface (érosion, inondations, écoulements de liquides).

La précipitation et l'évaporation des liquides sur Titan dépendent de plusieurs facteurs : la température et la pression de surface, l'humidité de l'atmosphère, la composition de l'atmosphère et des liquides, la taille du réservoir initial de liquide, le type de surface (océan ou terrestre), la circulation de liquides dans la sub-surface, la présence de vents, l'insolation reçue et la saisonnalité. De nombreux modèles tentent de prendre en compte ces paramètres afin de déterminer au mieux l'équilibre précipitations/évaporation sur Titan. Cependant, peu d'approches permettent d'inclure tous ces effets dans un seul et unique modèle. C'est pourquoi je détaille ci-dessous les résultats concernant l'équilibre moyen entre les précipitations et l'évaporation potentielle présentés dans différentes études.

10.3.1 L'équilibre moyen précipitation/évaporation potentielle sur Titan

Dans cette Section, je synthétise l'essentiel des travaux concernant la caractérisation de l'équilibre entre précipitations et évaporation. Les taux de précipitation ou d'évaporation que je mentionne sont exprimés systématiquement en centimètres par année terrestre (cm/an). Dans la plupart de ces études (et en particulier dans le cas des GCMs), les taux d'évaporation sont calculés en supposant la présence d'un réservoir liquide initial qui ne s'assèche jamais complètement. Par conséquent, ces taux d'évaporation font référence à des taux d'évaporation potentielle. Je précise donc dans le texte lorsque ces taux sont estimés de manière nette, c'est-à-dire en calculant la différence entre les taux de précipitation absolue et les taux d'évaporation potentielle.

10.3.1.1 La bruine sur Titan

[Toon *et al.* \(1988\)](#) sont les premiers à explorer le concept des pluies de méthane sur Titan. Par l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif, [Toon *et al.* \(1988\)](#) estiment que la présence de nuages et de pluies serait occasionnelle alors que les précipitations sous forme de bruine seraient plus fréquentes. L'existence de cette bruine dans la basse atmosphère de Titan est aussi prédite par plusieurs modèles théoriques ([Barth et Toon, 2004](#); [Graves *et al.*, 2008](#); [Mitchell, 2008](#)), et est compatible avec quelques observations basées sur les données acquises par Huygens ([Tokano *et al.*, 2006](#); [Karkoschka et Tomasko, 2009](#)) et par les télescopes au sol ([Ádámkovics *et al.*, 2007](#)), bien que [Kim *et al.* \(2008\)](#) remettent en question cette dernière observation.

[Tokano *et al.* \(2006\)](#) évaluent le taux de précipitation de cette bruine entre 1 et 10 cm/an (avec une valeur moyenne de l'ordre de 5 cm/an) alors que [Karkoschka et Tomasko \(2009\)](#) trouvent un taux de précipitation plus faible, compris entre < 0,1 et 1 mm/an, à partir des données acquises par le module Huygens. [Mitchell \(2008\)](#) calcule un taux de précipitation de la bruine compris entre 0,001 et 0,01 mm/jour, soit un taux compris entre 0,36 et 3,65 mm/an.

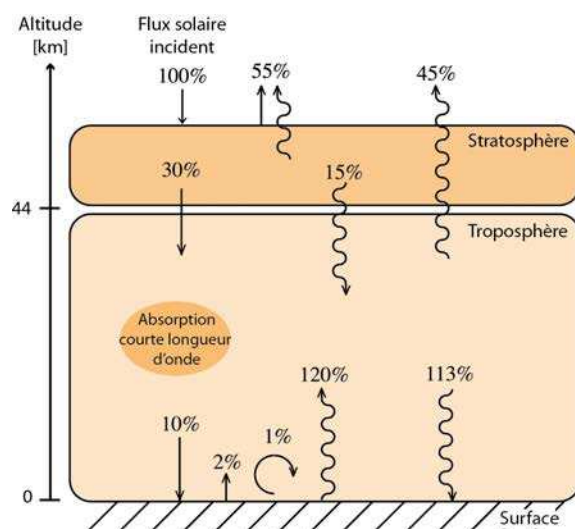


FIGURE 10.6 – Balance énergétique sur Titan (normalisé au flux solaire incident). Les flèches droites représentent les flux courtes longueurs d'onde. Les flèches ondulées représentent les flux infrarouges. La flèche circulaire représente le flux disponible pour convecter l'air dans la troposphère. Image : [Mitchell \(2008\)](#), modifiée.

10.3.1.2 Les pluies et l'évaporation moyennes vues par les modèles théoriques

Les premiers travaux tentant de calculer les taux de précipitation sous forme de pluies sur Titan se basent sur l'étude du flux de chaleur disponible pour condenser et précipiter du méthane liquide (soit environ 1 % du flux solaire reçu, Fig. 10.6). Les taux de précipitation moyens du méthane liquide ainsi calculés seraient de l'ordre de 1 cm/an ([McKay et al., 1989, 1991](#)), de 4 cm/an ([Lorenz et Lunine, 1996](#)) ou de 0,5 - 0,6 cm/an ([Lorenz, 2000](#)). Cependant, l'évaporation potentielle du méthane liquide pur serait tellement importante au cours de sa chute vers la surface que la plupart des pluies n'atteindraient pas la surface ([Lorenz, 1993, 1995](#)). Selon ces calculs, les taux d'évaporation potentielle sur Titan seraient donc supérieurs aux taux de précipitation.

Quelques mécanismes permettraient cependant aux pluies d'atteindre la surface. Parmi ces mécanismes, on peut citer la présence de composés dissous (éthane, diazote, aérosols) dans les gouttes de méthane ([Graves et al., 2008](#)), l'augmentation de l'humidité relative de l'atmosphère ([Graves et al., 2008](#)) ou la diminution de sa température (ex : régions polaires, montagneuses) ([Lorenz, 1993](#)). [Graves et al. \(2008\)](#) évaluent les taux de précipitation de tels mélanges liquides entre 0,063 et 0,3 $\mu\text{m}/\text{an}$ pour un taux maximum d'évaporation potentielle de 5 mm/an ([Graves et al., 2008](#); [Griffith et al., 2008](#)). Une fois encore, l'évaporation potentielle serait plus importante que la précipitation de liquides. Les modèles basés sur la microphysique des nuages de méthane et/ou d'éthane ([Barth et Toon, 2003, 2004, 2006](#)) calculent des taux de précipitation moyens faibles du méthane liquide, compris entre 0,001 et 0,5 cm/an ([Barth et Toon, 2006](#)), et de l'éthane liquide, évalués à environ 0,2 $\mu\text{m}/\text{an}$ ([Barth et Toon, 2003](#)).

[Mitri et al. \(2007\)](#) calculent les taux d'évaporation potentielle du méthane liquide et de mélanges liquides ternaires (méthane, éthane et diazote) dans les conditions de surface mesurées par Huygens et Voyager (pression, humidité) et en faisant varier la température entre 91 et 97 K et

les vitesses de vents entre 0,1 et 1 m.s⁻¹. En fonction de ces paramètres, les taux d'évaporation potentielle déterminés varient entre 0,3 et 10 m/an pour une température de surface polaire de 91 K. En fonction des vents (variant de 0,1 à 1 m/s dans le modèle), le taux d'évaporation potentielle d'un réservoir de méthane pur varierait de 3 à 10 m/an alors que le taux d'évaporation potentielle d'un réservoir composé de méthane (35 %), d'éthane (60 %) et d'hydrogène (5 %) varierait entre 0,3 et 3 m/an. À des températures plus élevées (donc aux plus basses latitudes), le taux d'évaporation potentielle du méthane liquide pur serait compris entre 2 et 20 m/an tandis que le taux d'évaporation potentielle d'un mélange ternaire serait compris entre 1 et 7 m/an. En supposant un équilibre entre précipitation et évaporation potentielle et une surface des régions polaires où se concentreraient les liquides équivalente à 15 % de la surface de Titan, [Mitri et al. \(2007\)](#) estiment un taux de précipitation variant entre 0,045 et 1,5 m/an pour une température de surface de 91 K. Selon cette étude, les taux d'évaporation potentielle moyens peuvent donc excéder grandement les taux de précipitation moyens.

Enfin, [Williams et al. \(2012\)](#) modélisent les taux d'évaporation potentielle d'une fine couche de liquide ternaire (méthane, éthane, diazote) au site d'atterrissage de Huygens (pression et température des basses latitudes) en fonction de la quantité d'éthane présente dans l'atmosphère et de l'humidité relative en méthane et en éthane de cette atmosphère. Le taux d'évaporation potentielle du méthane liquide pur serait de 4,1 m/an pour une humidité relative en méthane dans l'atmosphère de 50 %. Le taux d'évaporation potentielle d'un liquide ternaire serait bien plus faible que celui du méthane liquide pur, égal à 6,7 mm/an (pour une faible humidité en éthane égale à 35 %). Le mélange liquide ternaire serait donc bien plus stable que le méthane pur.

Dans les régions polaires, en revanche, le climat serait plus humide, avec notamment des précipitations qui pourraient atteindre 2 à 4 m de méthane liquide durant l'été, soit un taux de précipitation de 30 à 60 cm/an ([Lorenz et Turtle, 2012](#)). Les régions polaires recouvrant environ 15 % du globe, [Lorenz et Turtle \(2012\)](#) évaluent le taux de précipitation moyen du méthane liquide entre 1 et 2 cm/an dans ces régions. Les taux d'évaporation potentielle déterminés par [Mitri et al. \(2007\)](#) et [Williams et al. \(2012\)](#) semblent donc supérieurs aux taux d'évaporation potentielle estimés par [Lorenz et Turtle \(2012\)](#).

10.3.1.3 Les pluies et l'évaporation moyennes vues par les modèles climatiques de circulation générale (GCM)

Les estimations basées sur les GCMs permettent de caractériser la variabilité potentielle du climat au fil des saisons et en fonction des latitudes. Certains GCMs sont développés en incluant des modèles de sols afin de mieux modéliser l'équilibre précipitation/évaporation sur Titan ([Mitchell, 2008](#); [Mitchell et al., 2009](#); [Tokano, 2009a,b](#); [Mitchell et al., 2011](#); [Schneider et al., 2012](#)).

Le GCM de [Tokano et al. \(1999, 2001b\)](#) tente de quantifier les taux de précipitation et d'évaporation sur Titan. Deux cas sont examinés : un premier cas où la condensation du méthane débute lorsque l'atmosphère est saturée en méthane (100 % d'humidité relative) et un second cas où la condensation débute lorsque l'atmosphère est super-saturée en méthane (150 % d'humidité rela-

tive). Dans le premier cas, le taux de précipitation moyen est de l'ordre de 10 cm/an alors que le taux d'évaporation potentielle moyen est de 2,8 cm/an. Le taux d'évaporation potentielle moyen est donc plus faible que le taux de précipitation moyen. Des taux de précipitation de 64 cm/an, de 6 cm/an, et de 32 cm/an sont atteints à l'équateur (où une zone de convergence intertropicale se développe), aux basses latitudes et aux hautes latitudes respectivement. Dans le deuxième cas, aucune pluie n'atteint la surface, ce qui témoigne d'un taux d'évaporation potentielle nettement supérieur au taux de précipitation.

Le GCM de Rannou *et al.* (2006) prédit un taux de précipitation maximum du méthane liquide égal à 1 m/an aux hautes latitudes et à 1 cm/an aux basses latitudes. D'après ce modèle, les précipitations de méthane liquide sont absentes des régions équatoriales car l'évaporation potentielle y est trop importante. Les taux de précipitation de l'éthane liquide seraient très faibles selon ce modèle, compris entre 0,07 mm/an (régions polaires) et quelques dixièmes de $\mu\text{m}/\text{an}$ (basses et moyennes latitudes).

Le GCM de Mitchell *et al.* (2006) évalue la localisation des précipitations en fonction des saisons, de l'insolation et de la quantité de méthane dans l'atmosphère. Trois cas sont étudiés : une atmosphère où la convection est dite « sèche » (humidité relative de 80 % nécessaire pour déclencher la convection, pas d'influence de la condensation ni de l'évaporation sur la convection), une atmosphère où la convection est dite « intermédiaire » (humidité relative de 40 % nécessaire pour déclencher la convection) et une atmosphère où la convection est dite « humide » (humidité relative de 80 % nécessaire pour déclencher la convection). La Fig. 10.7 présente la localisation des précipitations pour ces 3 cas d'étude. Pour une convection sèche, la localisation des précipitations est contrôlée par l'insolation. Pour une convection humide, une zone de convergence intertropicale se formerait, créant ainsi des précipitations locales aux moyennes et basses latitudes. La convection de type intermédiaire représente un mélange de ces deux cas extrêmes. Dans les 3 cas d'étude, les précipitations existent dans les régions polaires. La présence de cette zone de convergence intertropicale est mise en évidence dans plusieurs autres modèles climatiques (Tokano *et al.*, 2001a; Mitchell *et al.*, 2006; Rannou *et al.*, 2006; Mitchell, 2008; Mitchell *et al.*, 2009, 2011). Sur Terre, la zone de convergence intertropicale est souvent associée à des environnements sub-désertiques. Elle pourrait donc constituer un indice d'environnement aride sur Titan.

Les GCM de Mitchell (2008) et de Mitchell *et al.* (2009), réalisés sur les bases du GCM de Mitchell *et al.* (2006), évaluent l'importance de la taille du réservoir initial de méthane liquide sur le climat. Pour un réservoir de méthane important, les taux de précipitation moyens globaux seraient estimés à 0,5 cm/an. Les hautes latitudes s'enrichiraient en méthane liquide alors que les basses latitudes subiraient une évaporation nette de l'ordre de 6 cm/an. Pour un réservoir de méthane faible, les précipitations seraient occasionnelles et brutales (3,5 mm/jour) tandis que l'évaporation potentielle moyenne serait relativement constante, de l'ordre de 8 mm/an.

La comparaison avec les données acquises par Huygens semble indiquer la présence d'un réservoir de méthane liquide de taille limitée en surface (Mitchell, 2008; Mitchell *et al.*, 2009). Ce

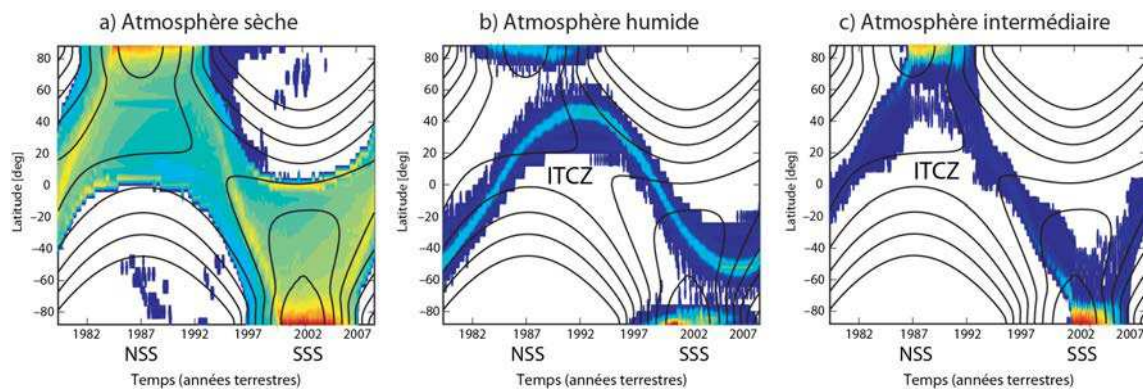


FIGURE 10.7 – Localisation des précipitations évaluées par le GCM de [Mitchell *et al.* \(2006\)](#) pour trois types d'atmosphère : **a)** sèche, **b)** humide et **c)** intermédiaire. Les précipitations sont représentées par le code couleurs (bleu : faible taux de précipitation, rouge : fort taux de précipitation). L'insolation est représentée par les courbes noires. Dans le cas d'une atmosphère sèche, les précipitations sont contrôlées par l'insolation. Dans le cas d'une atmosphère plus humide, on assiste à la formation d'une zone de convergence intertropicale (ITCZ), plus ou moins marquée selon l'humidité de l'air en méthane, générant des précipitations aux moyennes et basses latitudes en fonction des saisons. NSS : solstice d'été de l'hémisphère Nord ; SSS : solstice d'été de l'hémisphère Sud. Image : [Mitchell *et al.* \(2006\)](#), modifiée.

type de réservoir serait compatible avec les cas intermédiaires de [Mitchell *et al.* \(2006\)](#), [Mitchell \(2008\)](#) et [Mitchell *et al.* \(2009\)](#). Les taux moyens de précipitation alors évalués par [Mitchell \(2008\)](#) seraient de l'ordre de 0 à 3 mm/an pendant l'hiver et de l'ordre de 3,6 cm/an pendant l'été au niveau des régions polaires et de la zone de convergence intertropicale. [Mitchell *et al.* \(2009\)](#) estiment des taux de précipitation atteignant jusqu'à 73 cm/an durant l'été dans des zones localisées au niveau de la zone de convergence intertropicale et des régions polaires. Les taux d'évaporation potentielle moyens sont évalués à environ 7 cm/an durant l'été et peuvent atteindre jusqu'à 29 cm/an durant l'hiver et au niveau de la zone de convergence intertropicale ([Mitchell, 2008](#)). La majorité de la surface de Titan (et particulièrement les hautes latitudes Sud et moyennes latitudes Nord) subirait donc en moyenne un assèchement prononcé si l'on se réfère à ces modèles (évaporation potentielle > précipitations).

Le GCM de [Tokano \(2009a\)](#) calcule les taux de précipitation et d'évaporation moyens des liquides en fonction des saisons et de la teneur des liquides en méthane et en éthane. Selon cette étude, les liquides s'accumuleraient en surface en été à cause de précipitations plus intenses que pendant l'hiver. Le niveau d'un lac riche en éthane, donc relativement stable en surface, se verrait ainsi augmenter d'environ 4 cm/an à cause de l'accumulation nette des précipitations durant l'été. Un lac majoritairement composé de méthane subirait des cycles saisonniers, avec un taux d'évaporation nette moyen de quelques cm/an (évaporation potentielle - précipitations $\simeq 1 - 4$ cm/an). Les périodes de remplissage des lacs durant l'été impliqueraient des taux de précipitation nette de l'ordre de 11 - 13 cm/an. Les périodes d'assèchement des lacs durant l'hiver équivalent à des taux d'évaporation nette d'environ 14 - 15 cm/an. L'équilibre entre précipitations et évaporation

pencherait donc légèrement en faveur de l'évaporation.

Le GCM de Schneider *et al.* (2012) calcule les taux d'évaporation/précipitation moyens nets ainsi que les taux de précipitation instantanés du méthane liquide (caractérisant la récurrence et la violence des pluies) en fonction de la latitude et des saisons. Il prend en compte le transport de méthane liquide par l'atmosphère et sur/dans la surface entre les pôles et les basses latitudes. Le modèle reproduit l'accumulation de méthane liquide aux pôles, où sont détectés les lacs et les mers sur Titan (Lopes *et al.*, 2007; Stofan *et al.*, 2007). Les résultats du GCM de Schneider *et al.* (2012) sont représentés sur la Fig. 10.8.

Aux hautes latitudes, Schneider *et al.* (2012) prédisent une accumulation nette de méthane liquide durant l'été, équivalente à 0,3 - 1 m/an (Figs. 10.8a et b). Les taux de précipitation à ces hautes latitudes seraient compris entre 0,9 et 1,5 m/an durant l'été (Fig. 10.8c). Vers l'équinoxe, l'énergie statique humide (ou énergie de convection) atteint son maximum (Fig. 10.8e) et pourrait engendrer de fortes précipitations allant jusqu'à 7 mm/jour (Fig. 10.8f), soit l'équivalent de 2,5 m/an.

Selon ce modèle, l'été dans l'hémisphère Sud semble plus intense (températures plus hautes, convection plus intense et précipitations plus abondantes) que dans l'hémisphère Nord, ce qui serait cohérent avec l'étude de Aharonson *et al.* (2009) révélant une asymétrie dans la saisonnalité de Titan. L'essentiel de l'évaporation aux hautes latitudes s'effectuerait durant la fin de l'été et durant l'hiver, avec des taux d'évaporation nette atteignant 0,2 m/an. L'assèchement des hautes latitudes serait renforcé par le transport de surface et de sub-surface du méthane liquide en direction des plus basses latitudes qui subiraient une forte évaporation.

Alors que les régions polaires se chargeraient en méthane liquide, les moyennes latitudes subiraient une évaporation nette tout au long de l'année titannienne dans l'hémisphère Nord, et durant le printemps et l'été dans l'hémisphère Sud. Il ne pleuvrait que très peu en moyenne à ces latitudes (environ 9 cm/an) alors que l'évaporation potentielle serait de 27 cm/an (soit un taux d'évaporation nette de 18 cm/an). Ces pluies seraient en revanche torrentielles, avec des intensités de précipitation pouvant atteindre plus de 1 cm/jour, soit l'équivalent de plus de 3,6 m/an.

Les précipitations seraient maximales aux moyennes et basses latitudes lors des équinoxes, où les températures de surface seraient maximales et l'énergie statique humide serait minimale. La convection de l'air frais et humide provenant des hautes latitudes, atteignant des zones plus chaudes à plus basses latitudes lors du changement de saison (basculement de la cellule de circulation atmosphérique de Hadley), engendrerait des tempêtes. Ce type d'événements pluvieux ponctuels, violents, pourrait éroder la surface de Titan et créer les chenaux (Lorenz *et al.*, 2008a) et les vallées (Perron *et al.*, 2006; Jaumann *et al.*, 2008) vus par la sonde Cassini et le module Huygens.

10.3.2 Les pluies ponctuelles torrentielles sur Titan

Un résultat majeur des modélisations de Toon *et al.* (1988) réside dans le fait que l'atmosphère de Titan serait capable de stocker de grandes quantités de méthane précipitable (jusqu'à plusieurs

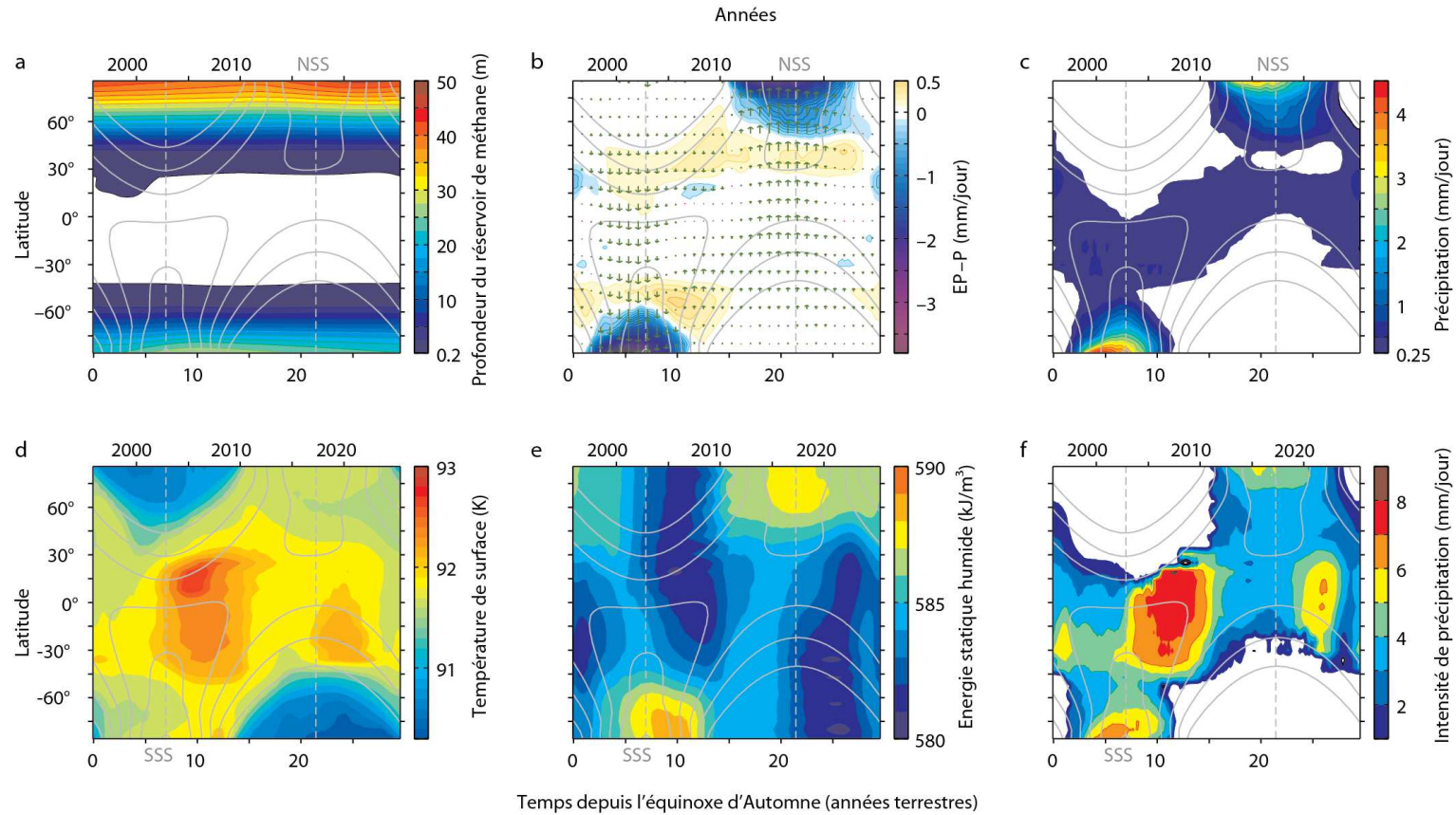


FIGURE 10.8 – Résultats du GCM de [Schneider *et al.* \(2012\)](#) durant une année sur Titan, commençant au moment de l'équinoxe d'Automne dans l'hémisphère Nord (Novembre 1995). Les lignes grises indiquent les contours de l'énergie solaire absorbée (intervalles de 0,25 W.m⁻²). SSS et NSS correspondent au solstice d'été dans l'hémisphère Sud et dans l'hémisphère Nord respectivement. **a)** Profondeur du réservoir de méthane en mètres. **b)** Taux d'évaporation nette (EP - P) en mm/jour (intervalle : 0,1 mm/jour). Les flèches vertes représentent le transport de méthane atmosphérique par une cellule de Hadley. **c)** Taux moyen de précipitation (mm/jour). **d)** Température de surface (K). **e)** Énergie statique humide capable de générer de la convection et donc des nuages chargés en méthane pouvant précipiter. **f)** Taux d'intensité de précipitation en mm/jour, traduisant la violence et l'occurrence des précipitations lorsqu'il pleut.

mètres), ce qui est par la suite confirmé par d'autres études (Griffith *et al.*, 1998; Griffith *et al.*, 2000; Mitchell, 2008; Lorenz et Sotin, 2010). Ce résultat est très important pour la détermination du climat sur Titan, puisqu'il conditionne les taux de précipitation du méthane et de l'éthane liquides, la récurrence et l'intensité des événements pluvieux, et par conséquent l'état d'assèchement de la surface. En effet, si de grandes quantités de méthane précipitable peuvent être stockées dans l'atmosphère, il est probable que les événements pluvieux soient rares et intenses.

Il est donc très tôt envisagé que les taux de précipitation seraient relativement faibles en moyenne sur l'année, au profit de taux de précipitation forts durant des événements ponctuels. Lorenz (2000) évalue ainsi les taux de précipitation à 0,5 - 0,6 cm/an en moyenne, l'essentiel de ces précipitations étant concentrées lors de pluies ponctuelles torrentielles (jusqu'à quelques mètres de méthane liquide précipité lors d'un seul événement pluvieux), espacées par de longues périodes de sécheresses (Lorenz, 2000; Lorenz *et al.*, 2005; Lunine et Atreya, 2008; Lorenz et Sotin, 2010; Lorenz et Turtle, 2012). Il est donc très important de faire la distinction entre les taux de précipitation moyens, à comparer aux taux d'évaporation potentielle moyens, et les taux de précipitation ponctuels, caractéristiques des tempêtes pluvieuses sur Titan. Le climat de Titan serait ainsi relativement similaire au climat des régions arides terrestres (Lorenz, 2000).

Hueso et Sánchez-Lavaga (2006) utilisent un modèle dynamique 3D de convection atmosphérique incluant la microphysique des nuages (condensation, coagulation, précipitation, évaporation) pour déterminer les taux de précipitation lors de tempêtes de méthane. La quantité de précipitations produite est similaire à celle occasionnée par de violentes tempêtes terrestres. Selon ce modèle, les tempêtes sur Titan ne dureraient que quelques heures (3 - 10h) et posséderaient des taux de précipitation de l'ordre de 0,8 à 17 cm/h. Ces estimations sont compatibles avec les valeurs de 0,8 à 3 cm/h obtenues par Barth (2010) à l'aide d'un modèle de microphysique.

La morphologie des chenaux fluviaux observés à la surface de Titan s'apparente à des chenaux de crues rapides (Lorenz *et al.*, 2008a) et des vallées incisées (Perron *et al.*, 2006; Jaumann *et al.*, 2008) (cf Section 3.3.2.7). Elles suggèrent l'existence de précipitations torrentielles ponctuelles capables d'engendrer des phénomènes d'érosion par les liquides circulant en surface (ruissellement). Les taux de précipitation capables d'éroder la surface de Titan, évalués par Perron *et al.* (2006), sont de l'ordre de 0,5 à 15 mm/h, maintenus pendant quelques heures. Jaumann *et al.* (2008) évaluent ces taux de précipitation entre 0,6 et 60 mm/h avec une récurrence décennale. Lorenz *et al.* (2008a) évaluent des taux de précipitation de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h pour reproduire des chenaux de crues observés en surface.

En Septembre/Octobre 2010, deux larges événements nuageux imaged par ISS sous la forme d'un nuage en chevron et d'un nuage allongé (Tokano, 2011; Turtle *et al.*, 2011a,b) occasionnent un assombrissement de la surface de Titan de grande ampleur (510 000 km²) (Turtle *et al.*, 2011b) (Fig. 10.9). Cet assombrissement de la surface est attribué à une humidification du sol suite à d'intenses précipitations (Turtle *et al.*, 2011b). Un assombrissement de la surface de plus faible ampleur avait déjà été constaté par Turtle *et al.* (2009) en 2004/2005 dans les régions polaires Sud (Ontario Lacus, Arrakis Planitia) suite au passage de nuages. Mitchell *et al.* (2011) déterminent que le nuage en chevron (Septembre 2010) produirait 1 à 2 cm de méthane liquide accumulé en surface pendant sa durée de vie, de l'ordre de quelques dizaines de jours. Ceci équivaut à

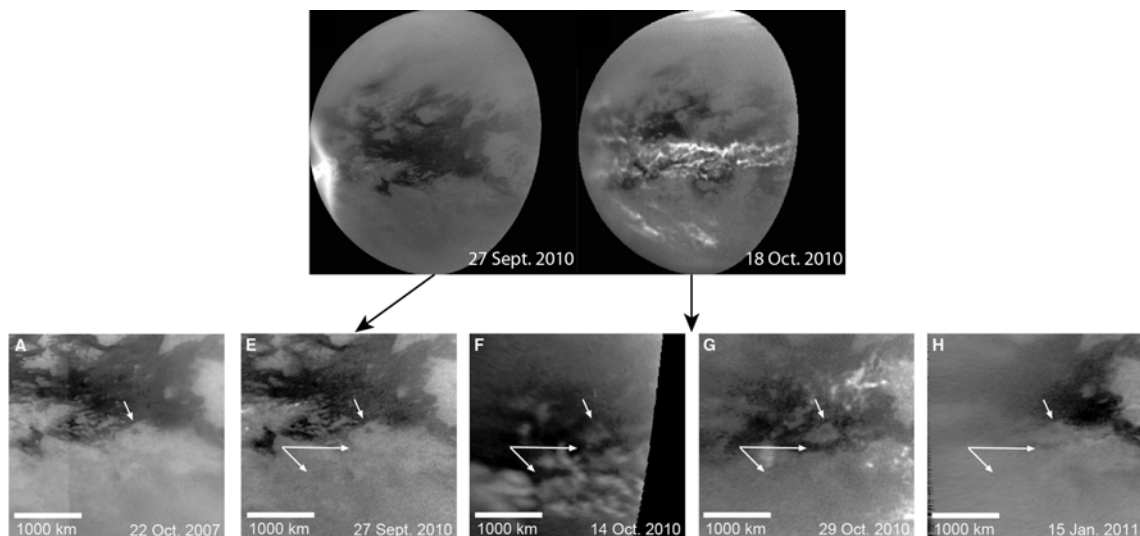


FIGURE 10.9 – Changements de surface associés aux tempêtes tropicales de Septembre et Octobre 2010. Les zones très brillantes représentent des nuages. Les grosses tempêtes en chevron et en forme de nuages allongés sont observées le 27 Septembre 2010 et le 18 Octobre 2010. Images : [Turtle *et al.* \(2011b\)](#) et [Turtle *et al.* \(2011a\)](#).

un taux de précipitation de l'ordre de 0,005 cm/h. Les précipitations occasionnées par le nuage allongé seraient inférieures à celles du nuage en chevron et n'occasionneraient pas de changements détectables depuis Cassini ([Turtle *et al.*, 2011a](#)).

Enfin, le GCM de [Mitchell *et al.* \(2009\)](#) prédit des précipitation très abondantes de l'ordre de 73 cm/an au niveau de la zone de convergence intertropicale durant environ 1/4 de l'année dans chaque hémisphère, soit des précipitations de l'ordre de 0,03 cm/h de pluies lors de l'été. Le GCM de [Schneider *et al.* \(2012\)](#) quand à lui prédit d'abondantes précipitations allant jusqu'à plus de 0,04 cm/h à l'approche des équinoxes dans les régions polaires et pendant la transition progressive entre l'été Sud et l'été Nord aux moyennes et basses latitudes.

10.4 Conclusion : le climat sur Titan et ses implications dans l'attribution d'analogues terrestres des dépressions lacustres

L'ensemble des estimations portant sur l'équilibre entre les taux de précipitation et d'évaporation moyens, calculés selon de nombreux modèles, est résumé dans le Tableau 10.1. J'y ai ajouté le calcul de l'indice d'aridité des climats selon la formule de l'[UNEP \(1992\)](#), lorsque les taux d'évaporation potentielle et de précipitation étaient fournis pour un modèle donné, dans le but de caractériser au mieux le climat de Titan sur la base d'une classification des climats terrestres. Le Tableau 10.2 résume quand à lui les résultats de quelques études visant à quantifier les taux de précipitation des événements pluvieux rares dans le temps mais torrentiels, caractéristiques de Titan.

10.4.1 Apport de la classification de l'[UNEP \(1992\)](#)

10.4.1.1 Définition du climat de Titan selon son aridité

D'un point de vue global, le climat de Titan semblerait caractérisé par un hémisphère d'été plus chaud que l'hémisphère d'hiver ([Aharonson et al., 2009](#); [Jennings et al., 2009](#); [Cottini et al., 2012](#)). Les précipitations seraient en moyennes faibles, caractérisées par de fortes pluies occasionnelles dans l'hémisphère d'été. L'évaporation potentielle moyenne sur Titan serait supérieure aux précipitations moyennes. Pour les taux de précipitation et d'évaporation moyens globaux (Tableau 10.1), les valeurs d'indice d'aridité sont en majorité basses, inférieures à 0,5, ce qui implique que le climat de Titan serait globalement compatible avec un climat semi-aride à hyper-aride selon la classification de l'[UNEP \(1992\)](#). Seule l'estimation de [Tokano et al. \(2001b\)](#) dévie de cette tendance et indiquerait la présence d'un climat humide. Ces considérations sont directement applicables aux basses et aux moyennes latitudes de Titan où (1) l'indice d'aridité selon l'[UNEP \(1992\)](#) est très bas, (2) des champs de dunes caractéristiques des climats arides/hyper-arides terrestres sont observés ([Lorenz, 2006](#)), (3) de violentes tempêtes pluvieuses sporadiques sont observées, ce qui est typiques des climats arides/semi-arides terrestres ([Turtle et al., 2011b](#)), et (4) où quelques réseaux fluviaux analogues à des oueds terrestres ont été recensés ([Lorenz et al., 2008a](#); [Langhans et al., 2012](#)).

Aux hautes latitudes, cette aridité est moins certaine. L'équilibre entre précipitations et évaporation penche plutôt en faveur de l'évaporation des liquides. Cependant, les indices d'aridité déterminés, lorsqu'il est possible de les calculer, ne permettent pas d'évaluer une aridité franche de ces régions. Selon la classification de l'[UNEP \(1992\)](#), le climat varierait d'un climat hyper-aride à hyper-humide, ce qui met en évidence le manque de contraintes sur les modèles climatiques. Le climat de ces régions est probablement plus humide que le climat moyen de Titan. Il faut cependant noter que ces précipitations peuvent s'organiser de manière brutale, notamment dans les régions polaires Sud ([Schneider et al., 2012](#)), ce qui aurait pour effet de diminuer la récurrence des événements pluvieux et d'en augmenter l'intensité. Il n'a pas été observé à ce jour d'événements pluvieux dans les régions polaires Nord, ce qui pourrait coïncider avec la présence d'un hiver relativement sec sur Titan.

TABLE 10.1 – Taux moyens annuels de précipitation (P) et d'évaporation potentielle (EP), équilibre précipitation/évaporation potentielle (P/EP) et indice d'aridité (AI) du climat (UNEP, 1992) en fonction de la composition des liquides, de la latitude et des saisons (H : hiver, É : été). H.R. : humidité relative.

P (cm/an)	EP (cm/an)	$EP - P$	AI	Composition	Référence
<i>Taux moyens globaux</i>					
1				CH ₄	McKay <i>et al.</i> (1989, 1991)
		EP > P		CH ₄	Lorenz (1993); Lorenz <i>et al.</i> (1995)
4				CH ₄	Lorenz et Lunine (1996)
0,5 - 0,6				CH ₄	Lorenz (2000)
10	2,8	EP < P	3,57	CH ₄ , H.R. > 100 %	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
		EP > P		CH ₄ , H.R. 150 %	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
2×10^{-5}				C ₂ H ₆	Barth et Toon (2003)
0,001 - 0,5				C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Barth et Toon (2006)
4,5 - 150	300 - 1000	EP > P	0,015 - 0,15	CH ₄	Mitri <i>et al.</i> (2007)
4,5 - 150	30 - 300	EP > P	0,15 - 0,5	C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Mitri <i>et al.</i> (2007)
$6,3 - 30 \times 10^{-6}$	0,5	EP > P	$< 10^{-5}$	C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Graves <i>et al.</i> (2008)
0,036 - 0,36				CH ₄ , bruite	Mitchell (2008)
0 - 0,3 (H)	29 (H)	EP > P (H)	0 - 0,01	CH ₄ , rés. interm.	Mitchell (2008)
3,6 (É)	7 (É)	EP > P (É)	0,51	CH ₄ , rés. interm.	Mitchell (2008)
$6,8 \times 10^{-6}$				C ₂ H ₆	Wilson et Atreya (2009)
< 0,36				CH ₄	Mitchell <i>et al.</i> (2011)
<i>Régions polaires</i>					
0 - 32				CH ₄	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
≤ 100				CH ₄	Rannou <i>et al.</i> (2006)
7×10^{-3}				C ₂ H ₆	Rannou <i>et al.</i> (2006)
	100 - 1000			CH ₄	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	30 - 400			C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Mitri <i>et al.</i> (2007)
0 - 0,3 (H)	29 (H)	EP > P (H)	0 - 0,01	CH ₄ , rés. interm.	Mitchell (2008)
3,6 (É)	7 (É)	EP > P (É)	0,51	CH ₄ , rés. interm.	Mitchell (2008)
73 (É)				CH ₄ , rés. interm.	Mitchell <i>et al.</i> (2009)
4 (É)	0	EP < P (É)		C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Tokano (2009a), taux nets
11 - 13 (É)		EP < P (É)		CH ₄ +C ₂ H ₆ +N ₂	Tokano (2009a), taux nets
	14 - 15 (H)	EP > P (H)	0,73 - 0,92	CH ₄ +C ₂ H ₆ +N ₂	Tokano (2009a), taux nets
		EP > P (H)		CH ₄	Schneider <i>et al.</i> (2012)
90 - 150 (É)	50 - 120 (É)	EP < P (É)	0,75 - 3	CH ₄	Schneider <i>et al.</i> (2012)
1 - 2				CH ₄	Lorenz et Turtle (2012)
<i>Moyennes latitudes</i>					
0 - 6				CH ₄	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
1				CH ₄	Rannou <i>et al.</i> (2006)
10^{-6}				C ₂ H ₆	Rannou <i>et al.</i> (2006)
	200 - 1500			CH ₄	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	100 - 600			C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	0,5			CH ₄	Griffith <i>et al.</i> (2008)
0 - 0,3 (H)	29 (H)	EP > P (H)	0 - 0,01	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)
3,6 (É)	7 (É)	EP > P (É)	0,51	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)
9	27	EP > P	0,33	CH ₄	Schneider <i>et al.</i> (2012)
<i>Basses latitudes</i>					
0 - 6				CH ₄	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
≤ 1				CH ₄	Rannou <i>et al.</i> (2006)
10^{-6}				C ₂ H ₆	Rannou <i>et al.</i> (2006)
1 - 10				CH ₄ , bruite	Tokano <i>et al.</i> (2006)
	200 - 1500			CH ₄	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	100 - 600			C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	0,5			CH ₄	Griffith <i>et al.</i> (2008)
	6	EP > P		CH ₄ , grand rés.	Mitchell (2008)
0 - 0,3 (H)	29 (H)	EP > P (H)	0 - 0,01	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)
3,6 (É)	7 (É)	EP > P (É)	0,51	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)
< 0,01 - 0,1				CH ₄ , bruite	Karkoschka et Tomasko (2009)
	410			CH ₄	Williams <i>et al.</i> (2012)
	0,67			C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Williams <i>et al.</i> (2012)
9	27	EP > P	0,33	CH ₄	Schneider <i>et al.</i> (2012)
<i>Régions équatoriales</i>					
0 - 64				CH ₄	Tokano <i>et al.</i> (2001b)
		EP > P		CH ₄	Rannou <i>et al.</i> (2006)
	300 - 2000			CH ₄	Mitri <i>et al.</i> (2007)
	100 - 700			C ₂ H ₆ +CH ₄ +N ₂	Mitri <i>et al.</i> (2007)
0 - 0,3 (H)	29 (H)	EP > P (H)	0 - 0,01	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)
3,6 (É)	7 (É)	EP > P (É)	0,51	CH ₄ , rés. interm., ITCZ	Mitchell (2008)

TABLE 10.2 – Taux de précipitation lors de tempêtes pluvieuses.

Précipitations P (cm/h)	Composition	Référence
$n \times 10^2$	méthane	Lorenz (2000)
0,8 - 17	méthane	Hueso et Sánchez-Lavaga (2006)
0,05 - 1,5	méthane	Perron <i>et al.</i> (2006)
0,06 - 6	méthane	Jaumann <i>et al.</i> (2008)
0,014	méthane	Mitchell (2008)
0,8 - 3	méthane + éthane	Barth (2010)
0,005	méthane	Mitchell <i>et al.</i> (2011)
> 0,03 - 0,04	méthane	Schneider <i>et al.</i> (2012)

10.4.1.2 Localisation des analogues terrestres par rapport à l'aridité des climats

La carte d'aridité de la Terre que j'ai réalisée à partir des données sources du CGIAR-CIS (<http://csi.cgiar.org>) (Fig. 10.10) montre la localisation des zones hyper-arides, arides et semi-arides en jaune ($AI \leq 0,5$). Les zones en marron clair représentent les zones baptisées sèches/sub-humides dans la classification de l'UNEP (1992). Toutes les zones en marron foncé représentent les zones humides ($AI > 0,65$).

La répartition des pans sur Terre (points rouges sur la Fig. 10.10), donnée par Goudie et Wells (1995), est relativement bien corrélée avec la répartition des climats à tendance aride, avec quelques rares occurrences sous des climats plus humides, ce qui semblerait valider l'hypothèse que des processus évaporitiques/karstiques sous climat aride pourraient être à l'origine de la formation de certains lacs de Titan.

La Fig. 10.10 présente aussi en bleu clair l'extension du pergélisol terrestre, dans lequel sont contenus les lacs thermokarstiques, les alases et les pingos, potentiels analogues des lacs de Titan. On constate donc que l'essentiel du pergélisol terrestre est contenu dans des zones qualifiées d'humides par l'UNEP (1992). Par conséquent, d'un point de vue global, la majorité des climats développant un pergélisol ne correspondrait pas au climat de Titan. Cependant, certaines régions de l'Alaska (Yukon : régions Arctique et Centrale), du Canada (Yukon, Delta du McKenzie) et d'Asie (Yakoutie, Sibérie ; Mongolie ; Tibet) présenteraient un climat relativement aride selon cette même classification.

La localisation des affleurements de roches carbonatées, souvent associées au développement de karsts, est aussi représentée sur la Fig. 10.10. On constate que les roches carbonatées sont présentes dans des contextes climatiques très variés, allant des climats hyper-aride/aride à des climats très humides. Selon les indices d'aridité calculés pour le climat global de Titan, une partie non négligeable des affleurements de roches carbonatées serait localisée sous des climats à tendance aride. Ce ne sont cependant pas les régions du globe où les karsts se développent de manière extrême, comme dans les régions à climats humides.

Selon l'indice d'aridité de l'UNEP (1992) seul, il n'est donc pas possible de mieux contraindre l'origine potentielle des dépressions lacustres de Titan, la localisation des pans (origine karsto-évaporitique), de certains pergélisols (origine thermokarstique) et de certains affleurements carbonatés (origine karstique) étant *a priori* compatible avec l'aridité générale du climat de Titan. Je me suis donc intéressé à voir si une autre classification des climats, la classification de Köppen-Geiger

Carte de l'indice d'aridité selon l'UNEP (1992)

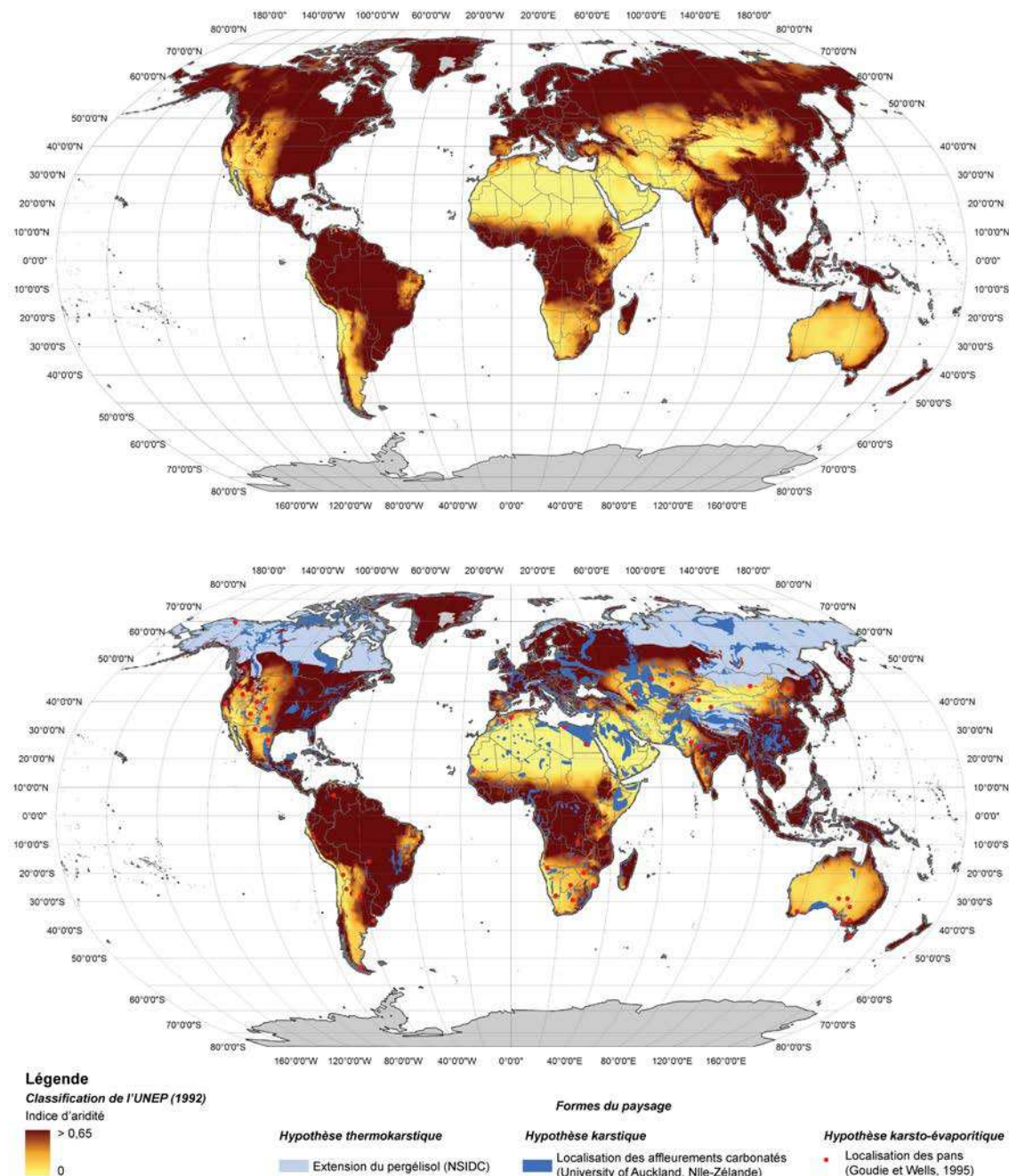


FIGURE 10.10 – Carte de localisation des climats potentiellement analogues au climat de Titan selon la classification de l'UNEP (1992). Régions jaune à marron clair : localisation des climats analogues au climat de Titan selon l'indice d'aridité de l'UNEP (1992) ($AI \leq 0,65$). Régions en marron foncé : régions humides ($AI > 0,65$). Les points rouges représentent la localisation des pans selon Goudie et Wells (1995). Les régions en bleu clair représentent les régions contenant un pergélisol. Les régions en bleu foncé représentent les régions où des carbonates affleurent en surface. Cartes réalisées à partir des données d'aridité issues du CGIAR-CIS, de répartition du pergélisol terrestre issues de NSIDC, et de localisation des carbonates issues de l'Université d'Auckland (Nouvelle-Zélande).

(basée sur les variations de température et de régimes pluviométriques saisonniers/annuels), permettrait de trancher entre les trois principales hypothèses de formation des dépressions lacustres de Titan.

10.4.2 Apport de la classification de Köppen-Geiger

Les climats présentant les caractéristiques suivantes selon la classification de Köppen-Geiger seraient plutôt incompatibles avec le climat global de Titan : climats continuellement humides (classe f), climats secs en été/humides en hiver (classe s), climats à très fortes variations de températures saisonnières (classes D et d) et climats continuellement très froids (classe EF). Par conséquent, d'un point de vue global, le climat de Titan pourrait plutôt correspondre à certains climats équatoriaux à saison des pluies marquée, arides ($ETP > P$), tempérés à hivers secs ou polaires de toundra. La carte de localisation de ces climats est représentée sur la Fig. 10.11. On constate que la localisation des pans (points rouges) est quasi-systématiquement corrélée à un climat compatible avec le climat de Titan. La localisation de la plupart des pergélisols est incompatible avec cette même classification excepté le long des côtes Nord-américaines (Nord du Canada et de l'Alaska) et sur le plateau Tibétain (climats polaires de toundra). La localisation des affleurements de carbonates est compatible avec les climats estimés potentiellement analogues au climat de Titan.

10.4.3 Apport de la classification de French (2007)

Selon la classification de French (2007), les régions périglaciaires situées sous des climats compatibles selon les précédentes classifications sont localisées dans les régions à climat Haut Arctique et du Plateau du Qinghai-Xizang au Tibet. Bien qu'*a priori* compatibles sur un critère d'aridité et de pluviométrie selon les classifications de l'UNEP (1992) et de Köppen-Geiger, French (2007) mentionne dans sa classification que les climats exclusivement périglaciaires seraient aussi dominés par d'importants écarts de températures saisonniers et/ou diurnes pour des températures annuelles moyennes basses, inférieures à 0°C. Les régions au climat de type Haut Arctique verraient ainsi leurs températures varier de 20 - 30°C entre l'été et l'hiver. Les températures sur le plateau tibétain quant à elles seraient très dépendantes de la météorologie journalière et saisonnière, pouvant ainsi brutalement chuter de plusieurs dizaines de degrés lorsque l'ensoleillement diminue. Le critère température semblerait donc peu compatible avec l'apparente stabilité thermique observée à la surface de Titan (Jennings *et al.*, 2009; Cottini *et al.*, 2012) et les quelques estimations des variations d'insolation, et, par extension, de températures, passées sur Titan (Aharonson *et al.*, 2009). Par conséquent, les climats périglaciaires terrestres semblent peu adéquats pour décrire le climat de Titan.

10.4.4 Bilan : le climat, une contrainte supplémentaire dans la détermination de l'origine des dépressions lacustres de Titan ?

J'ai réalisé une carte climatique globale de la Terre pour synthétiser toutes ces conclusions (Fig 10.12). Sur cette carte, j'ai reporté la localisation des pans et des carbonates uniquement. Les

Classification des climats de Köppen-Geiger

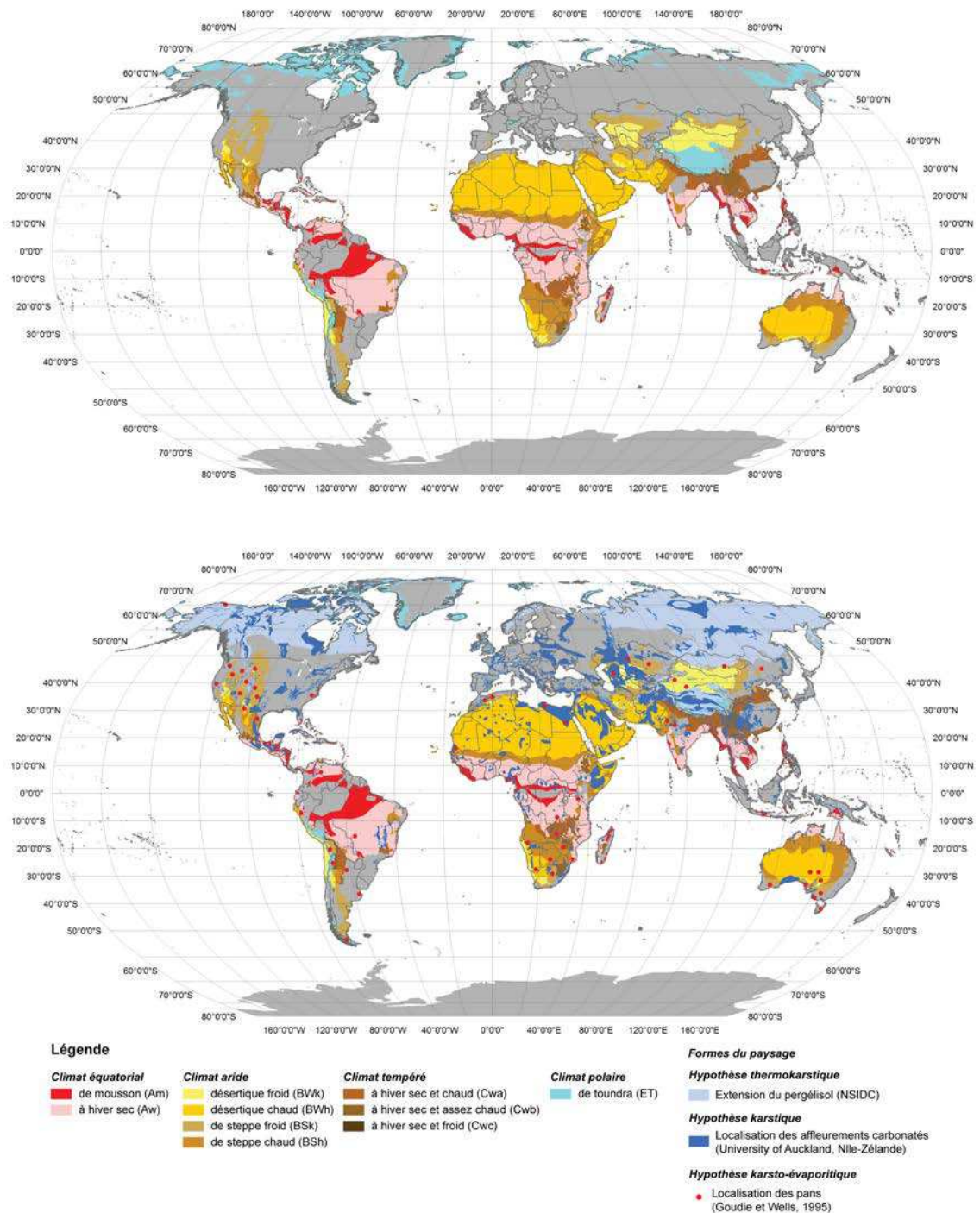


FIGURE 10.11 – Carte de localisation des climats potentiellement analogues au climat de Titan selon la classification de Köppen-Geiger, réalisée d'après les données issues de <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at>. Les points rouges indiquent la localisation des pans selon Goudie et Wells (1995). Les zones en bleu clair indiquent la localisation du pergélisol (données NSIDC). Les zones en bleu foncé indiquent la localisation des affleurements de roches carbonatées (données de l'Université de Auckland, Nouvelle-Zélande).

pergélisols terrestres résidant sous les climats qualifiés de Haut Arctique et du Plateau du Qinghai-Xizang par [French \(2007\)](#), et rassemblés sous la dénomination de climats polaires de toundra dans la classification de Köppen-Geiger, ont été mis à l'écart sur la base de leurs importantes variations de températures journalières et saisonnières pour des températures annuelles moyennes bien inférieures à 0°C. Par conséquent, d'après le critère climatique, l'hypothèse du développement de dépressions thermokarstiques sur Titan serait peu probable pour expliquer la présence des dépressions lacustres si le climat passé est similaire au climat actuel. Cette carte présente donc les climats potentiellement les plus analogues au climat de Titan selon la classification de Köppen-Geiger. La limite que j'ai fixée suivant l'indice d'aridité de l'[UNEP \(1992\)](#) à 0,65 permet de restreindre encore la liste des climats analogues.

La localisation de la grande majorité des pans recensés par [Goudie et Wells \(1995\)](#) est quasiment entièrement compatible avec les classifications climatiques de l'[UNEP \(1992\)](#) et de Köppen-Geiger (existence sous des climats à tendance aride), excepté la présence de quelques-uns localisés sous des climats plus humides. Les pans ayant pour origine des mécanismes de dissolution d'une couche soluble de surface/sub-surface ayant cristallisé sous climat aride à semi-aride, l'hypothèse de formation d'une telle couche soluble sur Titan, et par extension, sa dissolution formant des dépressions topographiques karsto-évaporitiques, semblerait probable. La répartition des pans valide aussi le mécanisme de dépôt évaporitique des playas, étant donné que le fonctionnement des pans et des playas en termes de mode de dépôt est identique. La localisation des affleurements de roches carbonatées, contenant des morphologies karstiques sur Terre, semble aussi compatible avec le climat global estimé sur Titan. La karstification d'une couche soluble de surface se comportant d'une manière similaire aux carbonates terrestres serait compatible avec le climat de Titan.

En conclusion, il semble probable que les dépressions lacustres observées sur Titan soient issues de processus karstiques et/ou karsto-évaporitiques. Les modélisations climatiques seraient en accord avec de telles hypothèses. L'hypothèse de formation de dépressions lacustres d'origine thermokarstique semble plus difficilement explicable compte tenu du climat présent et des quelques estimations des conditions climatiques passées sur Titan ([Aharonson et al., 2009](#)). Il faut cependant noter que les estimations de l'équilibre précipitation/évaporation potentielle aux hautes latitudes prédites par les modèles restent assez mal contraintes comme le montre le calcul de l'indice d'aridité. Malgré des estimations qui penchent généralement en faveur d'une évaporation prépondérante devant les précipitations, il apparaît difficile de déterminer si le climat de Titan est uniquement aride ou s'il y existe aussi un climat plus humide dans les régions polaires, probablement équivalent à un climat de type tempéré à hiver sec ou équatorial, comme suggéré par [Griffith et al. \(2008\)](#). Un climat plus humide pourrait intensifier les processus de karstification de la surface et produire des régions marquées par l'existence de karsts matures à extrêmes, mais rendrait aussi l'hypothèse de formation d'une couche soluble de surface par cristallisation évaporitique ou par sédimentation des composés de l'atmosphère plus complexe.

Des études expérimentales sont donc nécessaires afin de confronter les modèles climatiques à des mesures des taux d'évaporation potentielle des hydrocarbures liquides dans les conditions pression/température de la surface de Titan. Ces mesures apporteraient ainsi de nouvelles contraintes sur l'aridité du climat. Ce facteur aridité est particulièrement important pour évaluer la probabilité

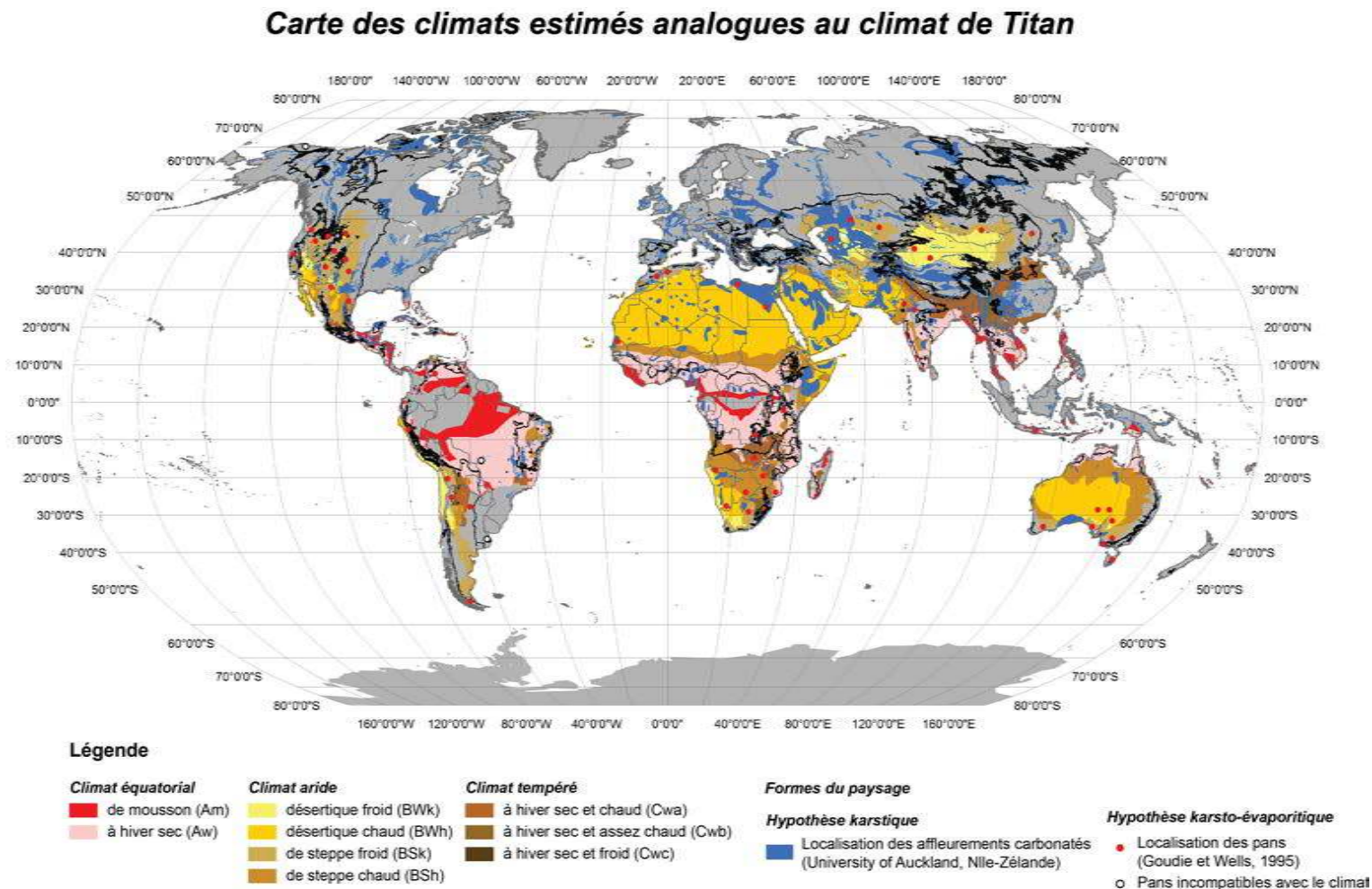


FIGURE 10.12 – Localisation des analogues potentiels des lacs de Titan selon des critères climatiques basés sur l'aridité, la pluviométrie, les changements de températures journaliers et saisonniers et la température moyenne. La ligne noire représente la limite des climats considérés comme secs/sub-humides selon l'UNEP (1992). Les cercles rouges/blancs représentent la localisation des pans compatibles/incompatibles avec toutes les conditions climatiques, selon les classifications des climats terrestres de l'UNEP (1992) et de Köppen-Geiger. La localisation des carbonates est aussi représentée (données de l'Univeristé de Auckland, Nouvelle-Zélande).

de former une couche superficielle soluble subissant la dissolution. Les premiers taux d'évaporation des liquides titaniens (méthane, éthane, mélanges) commencent juste à être mesurés. J'ai ainsi pu participer aux premières expériences d'évaporation dans les conditions pression/température de la surface de Titan, dont il sera question dans le Chapitre 11 ([Luspay-Kuti *et al.*, 2012](#); [Wasiak *et al.*, 2012a](#)).

Cinquième partie

Travaux en cours et perspectives

Chapitre 11

Expérimentation sur les hydrocarbures liquides et solides dans les conditions pression/température de la surface de Titan

Comme je l'ai montré dans le Chapitre 10, les taux de précipitation et d'évaporation potentielle prédits par les modèles semblent indiquer de manière générale une évaporation significative des liquides à la surface de Titan, et en particulier du méthane. Cependant, les valeurs prédites varient beaucoup d'un modèle à l'autre. Afin d'apporter de nouvelles contraintes à ces modèles, il est donc nécessaire de mesurer expérimentalement les taux d'évaporation de liquides purs et de mélanges composés principalement de méthane et d'éthane liquides dans les conditions de la surface de Titan. Ces contraintes expérimentales n'existent pas à l'heure actuelle.

Une partie de mon travail de thèse a donc consisté à réaliser des expérimentations en laboratoire sur les composés présents à la surface de Titan à l'*Arkansas Center for Space and Planetary Sciences* de Fayetteville (Arkansas, États-Unis) sous la direction du Dr. Vincent Chevrier. J'ai ainsi participé à l'amélioration du *Titan Module* (TM) ([Wasiak et al., 2011a](#)), qui est un module de simulation des conditions de Titan, et notamment à l'acquisition des premières données concernant les taux d'évaporation du méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan (91 - 95 K, 1,5 bar de diazote). Nous avons par ailleurs implémenté un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) à la chambre expérimentale afin d'acquérir des spectres infrarouges des composés étudiés dans le TM. Je suis principalement impliqué dans l'acquisition et l'analyse des données infrarouges.

L'équipe de recherche se compose du Dr. Vincent Chevrier, du Dr. Larry Roe, d'Adrienn Luspay-Kuti, de Felix Wasiak, de Dimuth Welivitiya, et de Sandeep Singh, tous les 4 doctorants au *W. M. Keck Laboratory for Planetary Simulation* et de Walter Grupner (technicien du laboratoire). Étant donné la nouveauté d'un tel dispositif expérimental, les travaux réalisés ont essentiellement été présentés sous forme de résumés de conférences ([Luspay-Kuti et al., 2011](#); [Wasiak et al.,](#)

2011a,b; Cornet *et al.*, 2012c; Luspay-Kuti *et al.*, 2012a,b; Wasiak *et al.*, 2012b). La conception de la chambre expérimentale et les premières mesures des taux d'évaporation du méthane liquide dans les conditions de Titan ont néanmoins donné lieu à deux publications dont je suis co-auteur (Wasiak *et al.*, 2012a; Luspay-Kuti *et al.*, 2012). Je décris dans ce Chapitre les travaux expérimentaux effectués auxquels j'ai participé lors de mon séjour en Arkansas. Je reste aujourd'hui activement impliqué dans ces travaux.

11.1 Présentation de la chambre expérimentale et du type de données acquises

Je présente dans cette Section la conception de la chambre expérimentale ainsi que le type de données acquises durant les simulations avec le TM. Ces travaux sont résumés dans un article publié dans *Advances in Space Research* par [Wasiak et al. \(2012a\)](#) dont je suis co-auteur. Le TM a pour objectifs ([Wasiak et al., 2012a](#)) :

- de mesurer les taux d'évaporation du méthane et de l'éthane liquides ainsi que de mélanges binaires/ternaires,
- d'étudier les effets d'un régolithe sur le transport des liquides de la sub-surface vers l'atmosphère,
- de déterminer exactement l'effet du diazote dissous dans les hydrocarbures liquides (dépression du point de gel, influence sur l'évaporation),
- d'obtenir des spectres infrarouges (entre 1,0 et 2,6 μm) des liquides et des glaces d'hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan,
- de déterminer la solubilité des hydrocarbures présents sur Titan.

11.1.1 Description de la chambre expérimentale

11.1.1.1 L'*Andromeda Chamber*

Le TM est descendu au sein de l'*Andromeda Chamber*, une chambre expérimentale dédiée à la réalisation d'expériences d'évaporation/sublimation dans les conditions martiennes ([Sears et Chittenden, 2005](#); [Sears et Moore, 2005](#); [Chevrier et al., 2007](#); [Chevrier et Altheide, 2008](#); [Chevrier et al., 2009](#); [Hanley et al., 2012](#)). Ces expériences ont principalement pour but d'évaluer les taux d'évaporation de l'eau liquide ([Sears et Moore, 2005](#)), l'influence des sels dissous sur les taux d'évaporation des liquides (saumures) et la détermination de diagrammes de solubilité sur Mars dans les conditions pression/température moyennes de Mars et dans celles rencontrées au niveau du site d'atterrissage de Phoenix ([Sears et Chittenden, 2005](#); [Chevrier et Altheide, 2008](#); [Chevrier et al., 2009](#); [Hanley et al., 2012](#)). L'étude de [Chevrier et al. \(2007\)](#) vise à mesurer l'impact d'un régolithe recouvrant de la glace d'eau sur sa sublimation .

L'*Andromeda Chamber* est un cylindre en acier inoxydable d'une hauteur de 2,08 m pour un diamètre de 61 cm. Cette chambre expérimentale dispose d'un accès par le haut via un treuil permettant d'ouvrir et de fermer son couvercle manuellement. C'est par cette ouverture que le TM est descendu dans l'*Andromeda Chamber*. La chambre est connectée à une pompe à vide et sa température est régulée par l'utilisation d'un refroidisseur faisant circuler du méthanol froid dans un tubage en cuivre entourant la chambre. La chambre peut être refroidie jusqu'à 248 K (-25°C). L'*Andromeda Chamber* est entourée par 20 cm de fibre de verre pour l'isoler thermiquement de l'extérieur et est incluse dans un cabinet en aluminium mesurant 1,2 m de largeur pour 2,4 m de hauteur (Fig. 11.1).



FIGURE 11.1 – Photographie de l'*Andromeda Chamber*. Image : [Wasiak et al. \(2012a\)](#), modifiée.

11.1.1.2 Le *Titan Module* (TM)

Le *Titan Module* (TM) est un module qui est descendu au sein de l'*Andromeda Chamber* par un treuil (Fig. 11.2). La Fig. 11.3 présente un schéma descriptif des différents composants du TM. Le TM est composé d'une chambre de contrôle de la température en acier galvanisé (*Temperature Control Box*, TCB) possédant un diamètre de 36 cm pour une hauteur de 38 cm, représentée sur la Fig. 11.4. Un condenseur en acier inoxydable, mesurant 9 cm de diamètre pour 28 cm de hauteur, est fixé au couvercle de la TCB (Fig. 11.4).

La TCB et le condenseur sont refroidis grâce à des tubages dans lesquels nous faisons circuler du diazote liquide pour atteindre les températures voulues. Le TM possède un système de refroidissement à l'intérieur et à l'extérieur de la TCB et un système de refroidissement à l'intérieur du condenseur. La TCB est placée au sein d'un cylindre de 53 cm de diamètre entouré de fibre de verre pour isoler thermiquement le TM de l'environnement extérieur (Fig. 11.2). L'intérieur de la TCB est aussi isolé par de la fibre de verre afin de limiter au maximum les pertes de chaleur. Les températures sont enregistrées à divers endroits du TM par des thermocouples dont la localisation est indiquée en gras sur la Fig. 11.3. Le thermocouple 2 permet l'enregistrement de la température au-dessus d'une coupelle où sont récoltés les échantillons. Les thermocouples 7 et 8 permettent le contrôle des températures dans le condenseur.

Les échantillons liquides et solides sont synthétisés au sein du condenseur et versés dans une

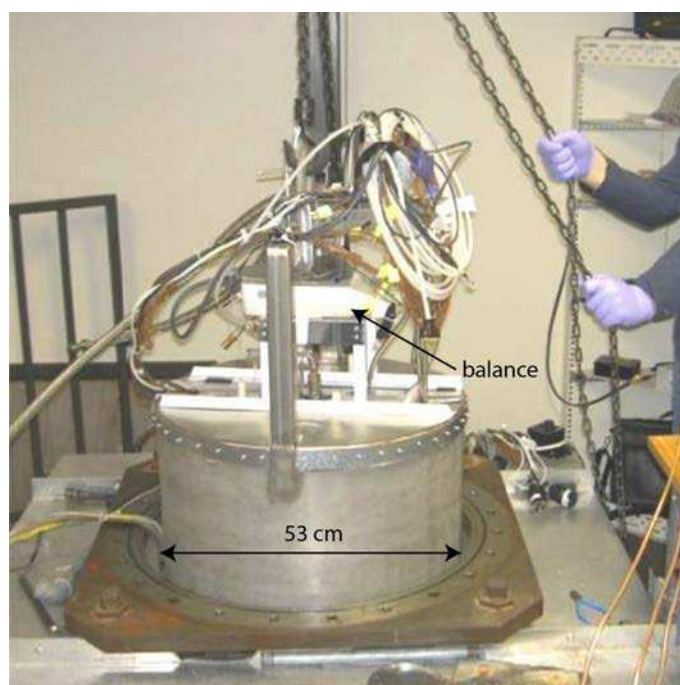


FIGURE 11.2 – Descente du *Titan Module* au sein de l'*Andromeda Chamber*. Image : [Wasiak et al. \(2012a\)](#), modifiée.

coupelle échantillon (boîte de Petri) de 15 cm de diamètre via une valve solénoïde actionnée à distance. Un thermocouple est situé au niveau de cette valve solénoïde afin de contrôler la température dans la valve et de s'assurer qu'il n'y a pas de glace obstruant la valve lors d'expériences sur les glaces d'hydrocarbures. La coupelle échantillon est continuellement pesée par une balance située sur une plateforme en dehors du TM, reliée à la coupelle par des filins et équipée d'un système de chauffage pour éviter les éventuels dysfonctionnements liés aux très basses températures atteintes dans la chambre expérimentale. Ce système de filins permet de maintenir la coupelle en hauteur et d'empêcher qu'elle soit au contact des bords ou du fond du TM.

Un chromatographe en phase gazeuse (GC) équipé d'un détecteur à ionisation de flamme (FID) est connecté au TM en divers endroits afin de mesurer l'abondance des hydrocarbures évaporés/sublimés dans l'atmosphère (humidité relative). Un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) est connecté à une fibre optique de 15 m de longueur dont l'extrémité se situe juste au-dessus de la coupelle échantillon. Le fond de la coupelle est couvert par un matériel parfaitement diffusant (ou lambertien) appelé spectralon®. Ce matériel constitue notre référence lors de l'acquisition de spectres infrarouges. Enfin, une webcam est placée au sein de la TCB pour prendre des photographies ou des vidéos des échantillons synthétisés. Deux images acquises lors de la synthèse de méthane liquide et d'acétylène solide sont présentées sur la Fig. 11.5. Les détails exacts des équipements du dispositif expérimental (marques, types de détecteurs) sont délivrés par [Wasiak et al. \(2012a\)](#).

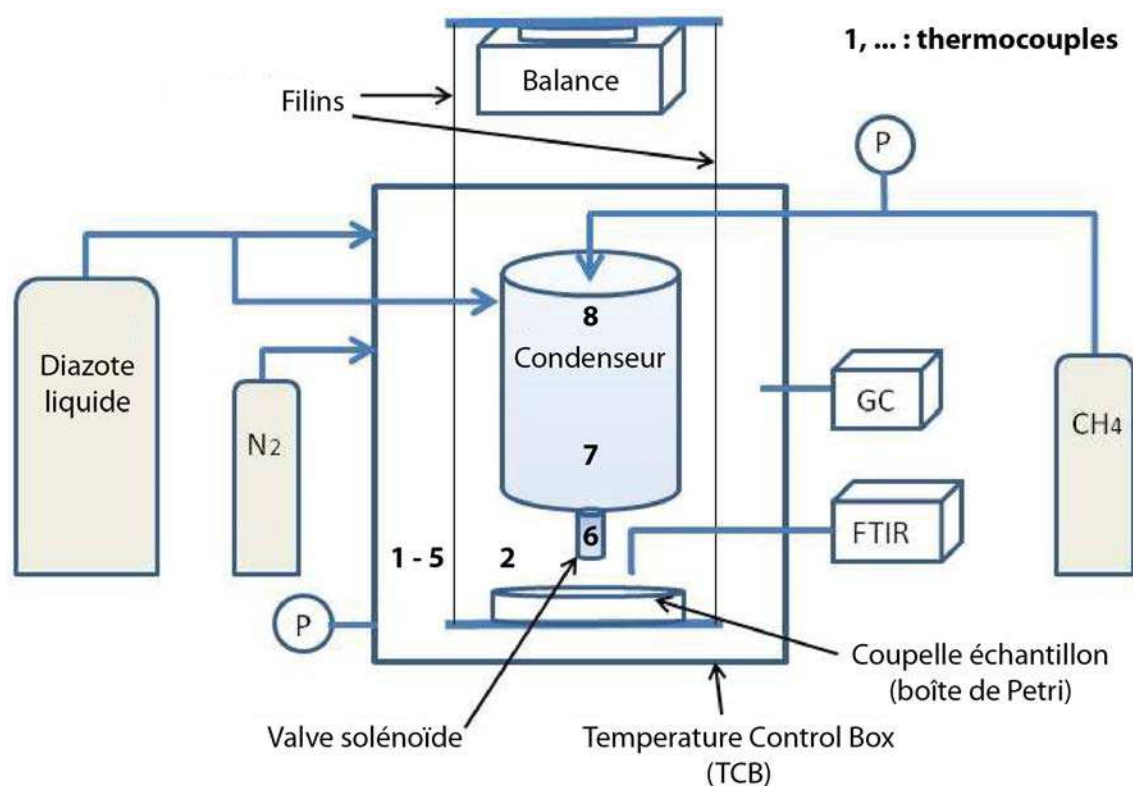


FIGURE 11.3 – Schéma de la chambre expérimentale permettant l'acquisition de données dans les conditions de Titan. GC : chromatographe à phase gazeuse (*Gas chromatographer*), FTIR : spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (*Fourier Transform InfraRed spectrometer*), P : manomètre régulateur de pression. Image : [Wasiak et al. \(2012a\)](#), modifiée.



FIGURE 11.4 – Photographie de la *Temperature Control Box* TCB et du condenseur. Images : [Wasiak et al. \(2012a\)](#), modifiées.

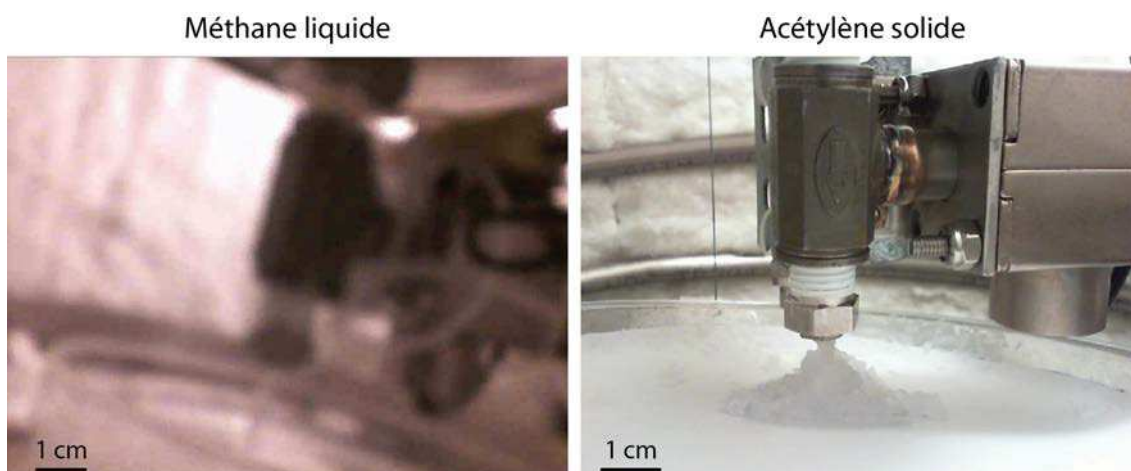


FIGURE 11.5 – Photographies d'échantillons de méthane liquide (Wasiak *et al.*, 2011a) et d'acétylène solide synthétisés au sein du TM.

11.1.2 Déroulement typique d'une expérience d'évaporation du méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan et exemple de données acquises

Une expérience débute par l'activation des systèmes d'enregistrement des données de masse (logiciel *LabView*®) et de température (logiciel *SpecView*®) en simultané. Le logiciel *OMNIC*®, servant à l'acquisition des spectres infrarouges, est aussi lancé. La masse et la température sont dès lors continuellement enregistrées par ordinateur tout au long de l'expérience. La chambre expérimentale (*Andromeda Chamber* et TM) est purgée par du diazote gazeux pendant une dizaine de minutes, afin d'empêcher toute formation de cristaux de glace d'eau au sein du TM et d'éviter toute combustion des hydrocarbures gazeux injectés. Cette purge est laissée constante lors d'expériences en système ouvert (création d'une atmosphère sèche avec une humidité relative en méthane minimale) et est fermée lors d'expériences en système fermé (augmentation de l'humidité relative en méthane). Une valve équipée d'un manomètre assure le maintien d'une pression atmosphérique de 1,5 bar. Le spectromètre infrarouge est aussi purgé par du diazote tout au long de l'expérience.

La température de la chambre expérimentale est baissée jusqu'à la température de Titan à l'aide de diazote liquide circulant dans les tubages entourant et entrant dans le TM. La température du condenseur suit le même procédé afin d'atteindre la température de condensation de l'échantillon initialement injecté sous forme de gaz. Lorsque les températures sont proches de la température de surface de Titan dans la TCB et de la température de condensation de l'échantillon dans le condenseur, le spectre de réflectance infrarouge du fond blanc de référence (*spectralon*®) servant à la calibration des données infrarouges est acquis dans des conditions très proches de celles des futurs spectres d'hydrocarbures. La régulation des températures s'effectue manuellement à travers un jeu de trois valves dirigeant les flux de diazote liquide en direction de la TCB et du condenseur.

Une fois que ces deux températures sont atteintes, l'échantillon peut être versé dans la coupelle échantillon via la valve solénoïde. Afin de s'assurer que l'échantillon soit bien versé au sein de la coupelle du TM, nous augmentons artificiellement la pression au sein du condenseur par une

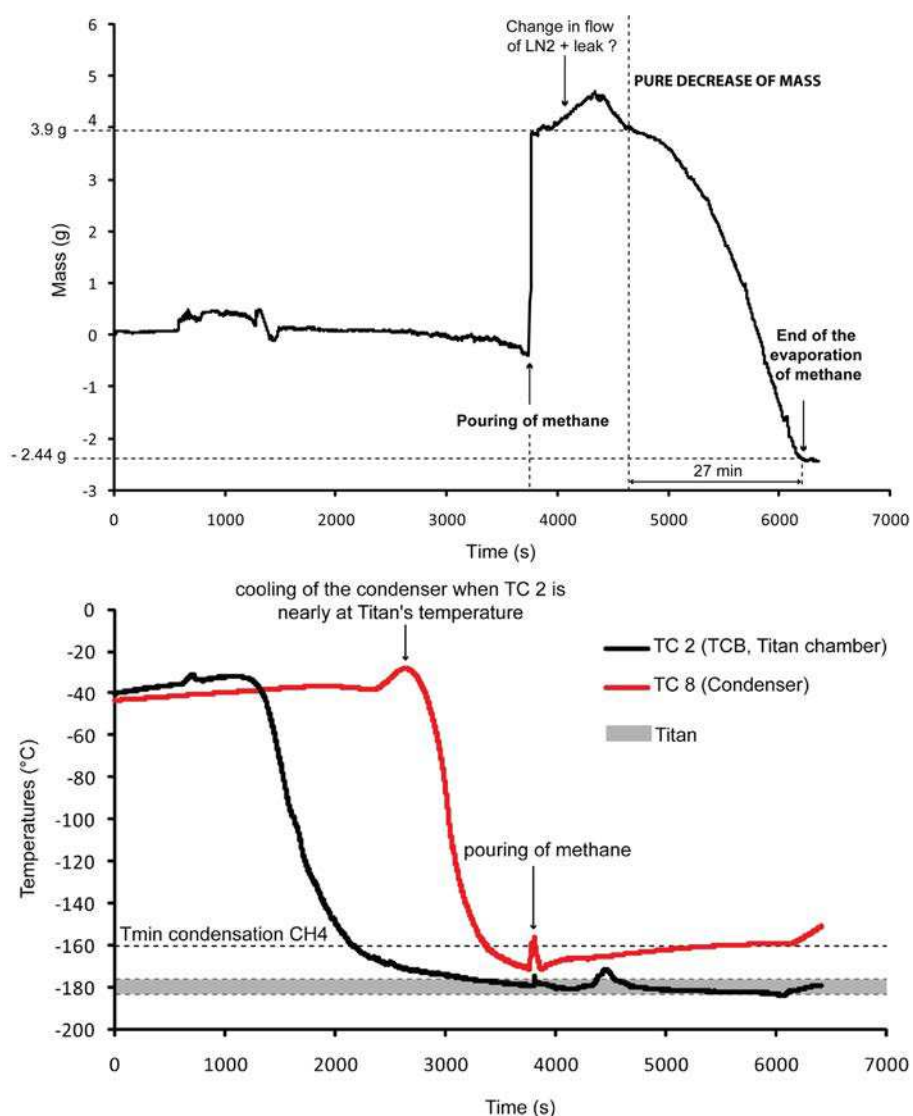


FIGURE 11.6 – Exemple d'enregistrement des données de masse et de températures lors d'une expérience de condensation/évaporation de méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan (15 Juin 2011).

injection supplémentaire de gaz échantillon de manière à ce qu'elle soit supérieure à celle au sein de la chambre expérimentale. Le résidu gazeux présent au sein du condenseur peut se condenser lors de la suite de l'expérience et être versé dans la coupelle échantillon.

Dans les données, le versement de l'échantillon dans la coupelle se traduit par une augmentation instantanée de la masse de la coupelle (Fig. 11.6). La masse décroît ensuite de manière non-linéaire puis linéaire durant la suite de l'expérience lorsqu'il y a une évaporation ou une sublimation de l'échantillon. Nous nous servons de cette décroissance linéaire de la masse avec le temps pour estimer les taux d'évaporation des liquides. Il est très courant que la masse fluctue autour de zéro (donc comprenant des valeurs parfois négatives) à cause des importantes variations de températures subies par les instruments ainsi que par la régulation de la pression au sein de la chambre expérimentale.

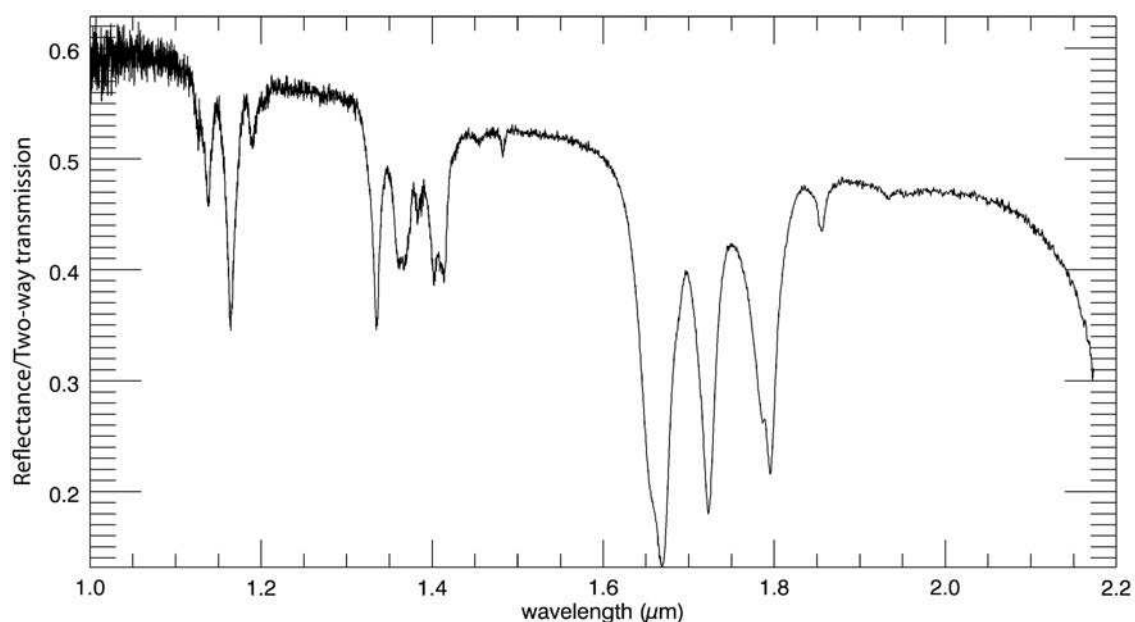


FIGURE 11.7 – Exemple d’enregistrement d’un spectre infrarouge en réflectance/transmission aller-retour de méthane liquide acquis dans les conditions de surface de Titan.

Le versement de l’échantillon se traduit aussi par une augmentation de la température dans le condenseur, suite à l’injection supplémentaire d’un gaz plus chaud que l’intérieur froid du condenseur. La Fig. 11.6 présente un exemple d’enregistrement des températures durant une expérience de condensation/évaporation de méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan.

Consécutivement au versement de l’échantillon dans la coupelle, son premier spectre en réflectance¹ peut être acquis. Il est important de réaliser l’acquisition de chaque spectre durant quelques minutes afin de réduire le bruit inhérent aux données. Le spectre de référence normalise automatiquement le spectre de l’échantillon. L’opération est répétée aussi longtemps qu’il est possible de maintenir la température et la pression dans les conditions de la surface de Titan afin d’avoir une séquence temporelle spectrale de l’échantillon. Un exemple de spectre de méthane liquide est présenté sur la Fig. 11.7. La présence de méthane dans la coupelle échantillon est mise en évidence par l’observation de bandes d’absorption dans les spectres infrarouges. Ces bandes sont principalement centrées à 1,16, 1,33, 1,41, 1,66, 1,72, 1,79 et 1,85 μm .

1. Je qualifie les spectres de réflectance acquis sur des liquides de spectres en transmission aller-retour ou *two-way transmission* infrarouge car le rayonnement lumineux suit un trajet du type : sortie par la fibre optique, atténuation dans le liquide, réflexion sur le support de référence, atténuation dans le liquide et entrée dans la fibre optique.

11.2 Acquisition des premiers taux d'évaporation des liquides sur Titan

Grâce au TM, il est désormais possible de déterminer les taux d'évaporation des hydrocarbures liquides (méthane, éthane et mélanges) dans les conditions de la surface de Titan (atmosphère de 1,5 bar de diazote, température comprise entre 90 et 95 K). La première étude expérimentale des taux d'évaporation des liquides dans les conditions de la surface de Titan a donc fait l'objet d'une publication dans le journal *Geophysical Research Letters* en tant que co-auteur ([Luspay-Kuti et al., 2012](#)). Je résume ci-après les résultats les plus importants de ces expérimentations.

11.2.1 Conditions pression/température/humidité reproduites

Les expériences réalisées à l'aide du TM ont permis de reproduire approximativement les conditions de surface du site d'atterrissage du module Huygens. La température moyenne lors des expériences reportées dans [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#) est de $94,1 \pm 0,6$ K (valeur mesurée par Huygens : 93,7 K, [Fulchignoni et al. \(2005\)](#)), la pression est de 1,5 bar et la fraction molaire en méthane dans l'atmosphère de la chambre expérimentale est de 2 % (valeur mesurée par Huygens : 4,92 %, [Niemann et al. \(2005\)](#)).

11.2.2 Calcul du taux d'évaporation des liquides dans les conditions du site d'atterrissage du module Huygens

Je reporte dans cette Section les résultats de [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#). Ces résultats sont basés sur une série d'expériences dans les conditions de la surface de Titan dont trois ont été réalisées après mon départ d'Arkansas. Le protocole expérimental et la méthode d'estimation des taux d'évaporation étant standards à toutes les expériences sur l'évaporation des liquides, j'ai donc choisi de valoriser les résultats présentés dans cet article.

La Fig. 11.8 montre l'exemple d'une des expériences référencées par [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#). Dans cette expérience, 10 g de méthane liquide ont été versés au sein de la coupelle échantillon 2100 s (35 min) après le début de l'expérience, ce qui se traduit par un rapide saut dans les données de masse. La masse de la coupelle reste ensuite à peu près constante pendant environ 1800 s (30 min, section i-ii sur la Fig. 11.8a), ce qui est causé par le réajustement de l'équilibre thermique du système entre un méthane liquide initialement froid (92 K) dans un environnement initialement plus chaud ($\simeq 100$ K) vers un système où la surface du liquide est à 94 K (durée du réajustement 1780 s selon [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#)).

Une fois le liquide en équilibre thermique avec l'atmosphère, la masse décroît dans un premier temps non linéairement (section ii-iii sur la Fig. 11.8a) puis linéairement (section iii sur la Fig. 11.8a) par évaporation à une température constante de 94 K. Le taux d'évaporation est alors estimé en calculant une droite de régression linéaire par la méthode des moindres carrés. Les taux d'évaporation déterminés à l'aide des données acquises durant 4 expériences distinctes dans les mêmes conditions pression/température/humidité sont présentés dans le Tableau 11.1. Le taux d'évaporation moyen du liquide présent au sein du TM, mesuré dans les conditions de la surface

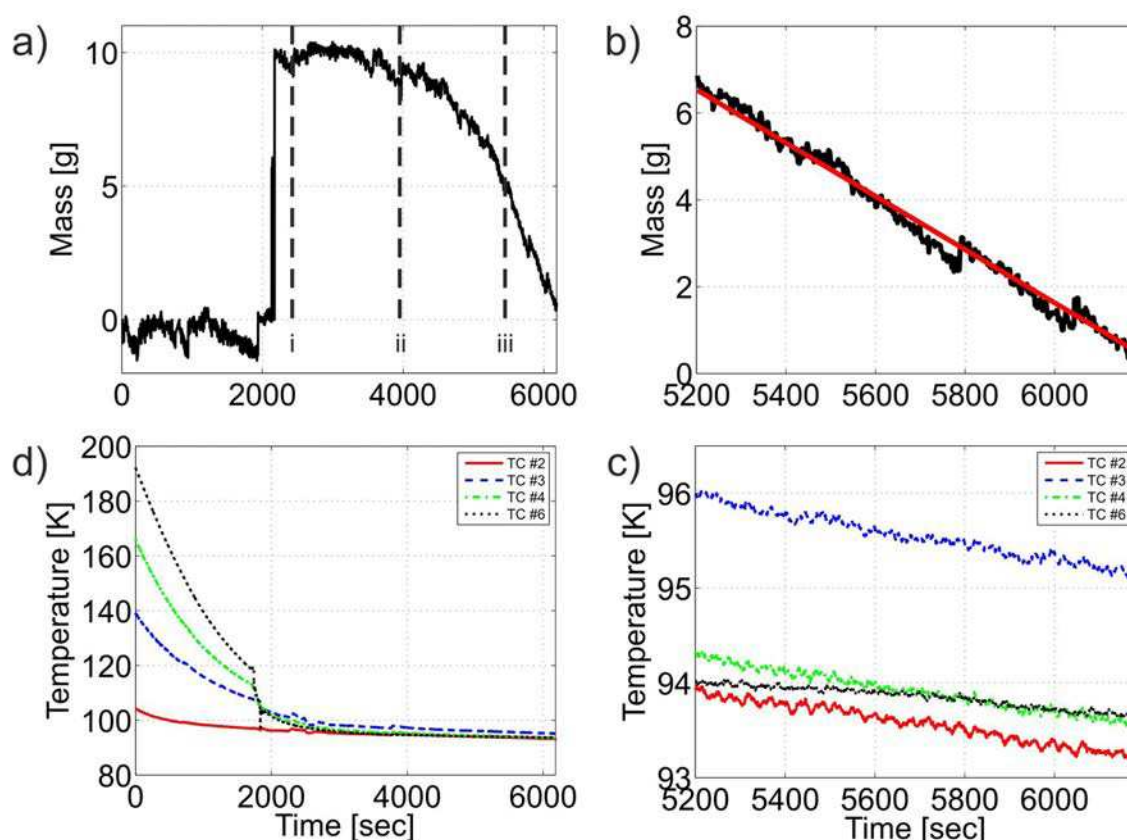


FIGURE 11.8 – Exemple d’une expérience d’évaporation du méthane liquide dans les conditions de la surface de Titan. **a, b)** Évolution de la masse pendant l’expérience. Le saut dans les données de masse correspond au moment où le méthane liquide est versé dans la coupelle. Les tirets verticaux indiquent les limites des différentes phases de l’expérience (numérotées i, ii et iii). La phase i-ii représente de plateau caractéristique dû à l’équilibre thermique entre l’atmosphère et la surface du liquide. La phase ii-iii correspond à l’évaporation non-constante du liquide à la fin de l’équilibre thermique. La section iii représente la phase d’évaporation stable. La droite en rouge (**b**) correspond à la régression linéaire estimée par la méthode des moindres carrés sur la portion de courbe d’évaporation stable. **c, d)** Variations de températures durant l’expérience. Le thermocouple numéro 2 est situé au-dessus de la coupelle échantillon. Le thermocouple 6 est situé au niveau de la valve solénoïde. Les thermocouples 3 et 4 se situent plus haut dans la TCB, de part et d’autre du condenseur. Source : [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#), modifiée.

de Titan, est estimé à $(5,4 \pm 1,1) \times 10^{-4} \text{ g.s}^{-1}$. En normalisant ce taux par la surface du liquide, soit la surface de la coupelle échantillon, on obtient un taux d’évaporation du liquide environ égal à $(3,1 \pm 0,6) \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$ à 94 K.

11.2.2.1 Influence de la gravité terrestre sur le taux d’évaporation : l’équation d’[Ingersoll \(1970\)](#)

Notre taux d’évaporation E [$\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$] est mesuré sous une gravité terrestre. Cependant, la gravité sur Titan est différente (environ 7 fois moindre). Le méthane ayant une masse molaire

TABLE 11.1 – Taux d'évaporation du liquide dans les conditions du pression/température/humidité du site d'atterrissage du module Huygens. \bar{E}_{exp} représente le taux d'évaporation moyen du liquide mesuré lors des expériences. \bar{E}_{corr} représente le taux d'évaporation moyen du liquide mesuré puis corrigé de la différence de gravité entre Titan et la Terre. Source : [Luspay-Kuti et al. \(2012\)](#).

Taux d'évaporation [kg/m ² /s]	Incertitude [kg/m ² /s]	Température moyenne [K]	Pression [bar]	Fraction molaire
$2,2 \times 10^{-4}$	$\pm 0,02 \times 10^{-4}$	94,0	1,5	non mesurée
$3,4 \times 10^{-4}$	$\pm 0,01 \times 10^{-4}$	95,0	1,5	2,3 %
$3,3 \times 10^{-4}$	$\pm 0,01 \times 10^{-4}$	93,7	1,5	1,9 %
$3,2 \times 10^{-4}$	$\pm 0,02 \times 10^{-4}$	93,7	1,5	2,2 %
$\bar{E}_{exp} = 3,1 \times 10^{-4}$	$\pm 0,6 \times 10^{-4}$	$94,1 \pm 0,6$	1,5	2,1 %
$\bar{E}_{corr} = 1,6 \times 10^{-4}$	$\pm 0,6 \times 10^{-4}$	$94,1 \pm 0,6$	1,5	2,1 %

moyenne de 16 g.mol^{-1} , inférieure à celle de l'atmosphère de diazote (28 g.mol^{-1}), une partie significative de l'évaporation peut être conduite par la flottabilité (poussée d'Archimède) et par la diffusion du méthane entre la surface du liquide et l'atmosphère. Cette influence de la flottabilité et de la diffusion a été modélisée par [Ingersoll \(1970\)](#) pour calculer la sublimation de la glace d'eau induite par la flottabilité de l'eau dans une atmosphère martienne de dioxyde de carbone.

Présentation du modèle d'évaporation/sublimation d'[Ingersoll \(1970\)](#)

Je représente sur la Fig. 11.9 un schéma récapitulatif du modèle d'évaporation/sublimation d'[Ingersoll \(1970\)](#) appliqué au cas de l'évaporation E du méthane liquide sur Titan. Suivant l'équation d'[Ingersoll \(1970\)](#), on a :

$$E = 0,17 D_{\text{CH}_4/\text{N}_2} \Delta\eta \left[\frac{\frac{\Delta\rho}{\rho_{\text{surf}}} g}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (11.1)$$

où g est l'accélération de la pesanteur sur Titan [m.s^{-2}]. Le terme $D_{\text{CH}_4/\text{N}_2}$ représente le coefficient de diffusion du méthane gazeux dans le diazote [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$], défini tel que :

$$D_{\text{CH}_4/\text{N}_2} = D_0 \left(\frac{T}{273,15} \right)^{7/4} \left(\frac{1}{P_{\text{tot}}} \right), \quad (11.2)$$

où $D_0 = 1,836 \times 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ([Boynton et Brattain, 1929](#)), T est la température de surface [K] et P_{tot} est la pression de surface [bar].

Le terme $\Delta\eta$ est le gradient de concentration en méthane gazeux entre la surface et l'atmosphère, contrôlant la diffusion du méthane au sein de l'atmosphère. $\Delta\eta$ est exprimé à l'aide des masses volumiques du méthane au-dessus de la couche liquide ($\rho_{\text{surf, CH}_4 \text{ gaz}}$) et dans l'atmosphère ambiante ($\rho_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}}$) [kg.m^{-3}], telle que :

$$\Delta\eta = \rho_{\text{surf, CH}_4 \text{ gaz}} - \rho_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}}, \quad (11.3)$$

avec :

$$\rho_{\text{surf, CH}_4 \text{ gaz}} = \rho_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}} = \frac{P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}} M_{\text{CH}_4}}{R T}, \quad (11.4)$$

$$\text{si atmosphère sèche : } \rho_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}} = 0, \quad (11.5)$$

$$\text{si atmosphère humide : } \rho_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}} = \frac{P_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}} M_{\text{CH}_4}}{R T}, \quad (11.6)$$

où M_{N_2} et M_{CH_4} sont les masses molaires du diazote et du méthane [kg.mol^{-1}], $P_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}}$ est la pression ambiante de méthane [Pa] et $P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}}$ est la pression de vapeur saturante du méthane [Pa] calculée à une température T [K] donnée selon les Éqs. 11.7² ou 11.8^{3 4} :

$$\ln(P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}}/1000) = A_{\text{CH}_4} \ln T + B_{\text{CH}_4}/T + C_{\text{CH}_4} + D_{\text{CH}_4} T^2, \quad (11.7)$$

$$\log(P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}} \times 10^5) = A_{\text{CH}_4} - \frac{B_{\text{CH}_4}}{C_{\text{CH}_4} + T}. \quad (11.8)$$

Le terme $\Delta\rho/\rho_{\text{surf}}$ constitue le terme de flottabilité produisant l'évaporation selon [Ingersoll \(1970\)](#). Le terme $\Delta\rho$ est égal à la différence entre la masse volumique du gaz ambiant ρ_{atm} et la masse volumique du gaz en surface ρ_{surf} [kg.m^{-3}], défini tel que :

$$\Delta\rho = \rho_{\text{atm}} - \rho_{\text{surf}}, \quad (11.9)$$

où ρ_{surf} et ρ_{atm} sont définis tels que :

$$\rho_{\text{surf}} = \frac{P_{\text{tot}} M_{\text{N}_2}}{R T} - \frac{P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}} (M_{\text{N}_2} - M_{\text{CH}_4})}{R T}, \quad (11.10)$$

$$\text{si atmosphère sèche : } \rho_{\text{atm}} = \frac{P_{\text{tot}} M_{\text{N}_2}}{R T}, \quad (11.11)$$

$$\text{si atmosphère humide : } \rho_{\text{atm}} = \frac{P_{\text{tot}} M_{\text{N}_2}}{R T} - \frac{P_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}} (M_{\text{N}_2} - M_{\text{CH}_4})}{R T}, \quad (11.12)$$

où $P_{\text{atm, CH}_4 \text{ gaz}}$ représente la pression partielle du méthane de l'atmosphère [Pa].

Le terme ν représente la viscosité cinématique du méthane [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$], calculée selon l'équation de [Crane Co \(1988\)](#) (Éq. 11.13), définie telle que :

$$\nu = 1,781 \times 10^{-5} \frac{R T}{M_{\text{N}_2} P_{\text{tot}}} \left(\frac{111 + 300,55}{111 + T} \right) \left(\frac{T}{300,55} \right)^{\frac{3}{2}}, \quad (11.13)$$

où R est la constante des gaz parfaits ($=8,314 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et P_{tot} est la pression en surface [Pa].

2. $A_{\text{CH}_4} = -2,374836$, $B_{\text{CH}_4} = -1238,032$, $C_{\text{CH}_4} = 26,64952$, $D_{\text{CH}_4} = 2,048824 \times 10^{-5}$ (équation basée sur l'équation de [Prydz et Goodwin \(1972\)](#), données sources : <http://www.theric.org>).

3. $A_{\text{CH}_4} = 3,9895$, $B_{\text{CH}_4} = 443,028$, $C_{\text{CH}_4} = -0,49$ (loi d'Antoine, [Prydz et Goodwin \(1972\)](#))

4. $A_{\text{CH}_4} = 6,7021$, $B_{\text{CH}_4} = 394,48$, $C_{\text{CH}_4} = 264,609$ (loi d'Antoine, coefficients issus de <http://ddbonline.ddbst.de/AntoineCalculation> où $P_{\text{sat, CH}_4 \text{ gaz}}$ est calculée en mmHg avec $1 \text{ mmHg} = 133,3 \text{ Pa}$ et T est exprimée en °C)

Estimation du taux d'évaporation du liquide sous une gravité titanienne

Suivant l'Eq. 11.1, l'évaporation liée à la flottabilité et la diffusion du méthane liquide dans une atmosphère diazote est directement proportionnelle à $g^{1/3}$. Par conséquent, afin de calculer un taux d'évaporation des liquides dans les conditions de pesanteur de Titan, nous pouvons corriger l'évaporation mesurée sous une gravité terrestre par un facteur E_0 , tel que l'Eq. 11.1 devienne :

$$E = E_0 0,17 D_{\text{CH}_4/\text{N}_2} \Delta\eta \left[\frac{\frac{\Delta\rho}{\rho_{\text{surf}}} g}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (11.14)$$

$$\text{Avec} \quad E_0 = \frac{E_{\text{Titan}}}{E_{\text{Terre}}} = \left(\frac{g_{\text{Titan}}}{g_{\text{Terre}}} \right)^{\frac{1}{3}} = 0,516. \quad (11.15)$$

Ce type de facteur correctif est aussi appliqué dans les travaux d'évaporation sur Mars (Sears et Chittenden, 2005; Sears et Moore, 2005; Chevrier *et al.*, 2007; Hanley *et al.*, 2012). Nous obtenons ainsi un taux d'évaporation moyen du liquide dans des conditions proches de celles enregistrées au site Huygens et corrigé de la gravité terrestre égal à $(1,6 \pm 0,3) \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$.

11.2.2.2 Évaluation de la composition du liquide d'après le modèle de Thompson *et al.* (1992)

Le diazote atmosphérique peut être dissous dans le méthane liquide (Lunine *et al.*, 1983; Dubouloz *et al.*, 1989), ce qui impliquerait l'évaporation d'un mélange méthane/diazote et non pas d'une solution à base de méthane pur. Par l'utilisation d'une loi d'égalité des potentiels chimiques (Dubouloz *et al.*, 1989; Cordier *et al.*, 2009), Luspay-Kuti *et al.* (2012) calculent la fraction molaire à saturation de chacun des composants par l'équation suivante :

$$Y_i P_{\text{tot}} = P_i = \Gamma_i X_i P_{\text{sat}, i}, \quad (11.16)$$

où Y_i est la fraction molaire du constituant i dans l'atmosphère, Γ_i est le coefficient d'activité chimique du constituant i , X_i est la fraction molaire du constituant i dans la solution, $P_{\text{sat}, i}$ est la pression de vapeur à saturation du constituant i pur et P_i est la pression partielle du constituant i . En assumant une solution de méthane pur, $X_{\text{CH}_4} = 1$ et $\Gamma_{\text{CH}_4} = 1$, on a :

$$P_{\text{CH}_4} = P_{\text{sat}, \text{CH}_4}, \quad (11.17)$$

$$\text{donc} \quad Y_{\text{CH}_4} P_{\text{tot}} = P_{\text{sat}, \text{CH}_4}, \quad (11.18)$$

$$\text{soit} \quad Y_{\text{CH}_4} = \frac{P_{\text{sat}, \text{CH}_4}}{P_{\text{tot}}}. \quad (11.19)$$

La fraction molaire du méthane dans l'atmosphère si la solution au sein de la chambre était une solution de méthane liquide pur serait ainsi de 0,119 à 94 K (fraction molaire à saturation du méthane). La fraction molaire Y_{CH_4} mesurée étant sensiblement inférieure (0,02), il est probable que du diazote dissous dans le méthane ralentisse son évaporation. Dans le cas d'un mélange binaire méthane/diazote, il convient donc de déterminer les fractions molaires de méthane et de

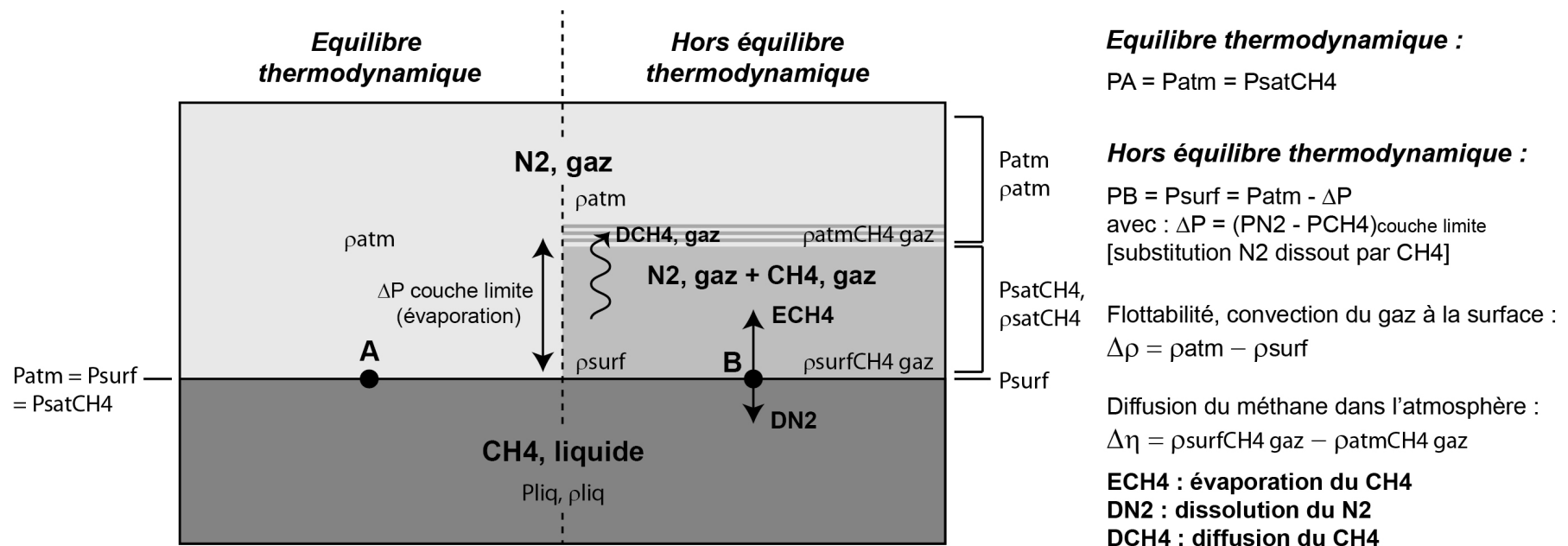


FIGURE 11.9 – Schéma récapitulatif du problème d'Ingersoll (1970) utilisé pour la modélisation des taux d'évaporation dominés par la flottabilité et la diffusion du méthane dans l'atmosphère de Titan.

diazote présentes dans le liquide.

Les coefficients d'activité des constituants d'un mélange binaire méthane/diazote peut être évaluée de la façon suivante (Thompson *et al.*, 1992) :

$$\ln \Gamma_{N_2} = X_{CH_4}^2 [a - (1 - 4 X_{N_2})b + (1 - 8 X_{N_2} + 12 X_{N_2}^2)c], \quad (11.20)$$

$$\ln \Gamma_{CH_4} = X_{N_2}^2 [a + (1 - 4 X_{CH_4})b + (1 - 8 X_{CH_4} + 12 X_{CH_4}^2)c], \quad (11.21)$$

Avec :

$$a = 0,8096 - 52,07 T^{-1} + 5443 T^{-2}, \quad (11.22)$$

$$b = -0,0829 + 9,34 T^{-1}, \quad (11.23)$$

$$c = 0,0720 - 6,27 T^{-1}. \quad (11.24)$$

Il suffit ensuite de déterminer les fractions molaires X_{CH_4} et X_{N_2} , sachant que $X_{CH_4} + X_{N_2} = 1$. À 94 K et 1,5 bar pour une atmosphère composée à 98 % de diazote, on aurait $X_{N_2} = 0,16$ et donc $X_{CH_4} = 0,84$. La masse volumique d'un liquide possédant une telle composition en calculant :

$$\rho_{liq} = X_{CH_4} \rho_{liq, CH_4 \text{ 94 K}} + X_{N_2} \rho_{gaz, N_2}. \quad (11.25)$$

En tenant compte de ce mélange binaire ($\rho_{liq} = 501,32 \text{ kg.m}^{-3}$), Luspay-Kuti *et al.* (2012) estiment un taux d'évaporation du mélange binaire de $1,52 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$ très proche du taux d'évaporation mesuré et corrigé de la gravité terrestre. Le taux d'évaporation d'une solution de méthane liquide pur évalué par la même méthode serait égal à $2,31 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$, donc bien supérieur au taux mesuré corrigé de la gravité terrestre.

11.2.3 Implications des premières mesures d'évaporation et futures études

Le taux d'évaporation mesuré par Luspay-Kuti *et al.* (2012) en utilisant le TM, qui simule les conditions pression/température/humidité de la surface de Titan, est de l'ordre de $(3,1 \pm 0,6) \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$. En se basant sur une équation de flux de masses (Ingersoll, 1970), ce taux d'évaporation moyen mesuré à 94 K, corrigé des effets de gravité terrestre, est égal à $(1,6 \pm 0,3) \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$, soit un taux d'évaporation de 1,13 mm/h pour un mélange binaire de 84 % de méthane et de 16 % de diazote.

En extrapolant ce taux d'évaporation mesuré et corrigé de la gravité sur une année terrestre, on trouve un taux d'évaporation d'un tel mélange binaire dans les conditions de Titan égal à environ 9,9 m/an. Ce taux est comparable à ceux calculés par Mitri *et al.* (2007) pour du méthane liquide pur à 94 K et compris entre 3 et 20 m/an en fonction du régime de vent. Suivant l'étude de Luspay-Kuti *et al.* (2012), l'évaporation des liquides sur Titan serait donc modélisable par l'équation de Ingersoll (1970), et donc par des effets de flux de masses (flottabilité et diffusion du méthane). Les valeurs d'évaporation estimées par les GCMs de Titan (Mitchell, 2008; Schneider *et al.*, 2012) sont plus basses que celles déterminées par nos expériences en laboratoire. Elles se basent essentiellement sur l'équilibre énergétique (énergie apportée par l'insolation) alors que nos expériences

montrent un effet non-négligeable des flux de masses sur les taux d'évaporation ([Luspay-Kuti et al., 2012](#)). En réalisant d'autres expériences de ce type, il sera donc possible d'apporter de nouvelles contraintes aux modèles climatiques de Titan à partir des taux d'évaporation du méthane, de l'éthane et des mélanges binaires méthane/éthane liquides en laboratoire.

Nous avons aussi commencé à étudier les propriétés d'évaporation de l'éthane et des mélanges liquides ternaires, formés par le mélange de méthane et d'éthane liquides ainsi que par l'inclusion de diazote atmosphérique dissous au sein du liquide ([Luspay-Kuti et al., 2012b](#)). Des études futures contraindront les taux d'évaporation de tels liquides.

11.3 Etablissement d'une base de données infrarouges des hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan

Un des principaux objectifs lors de mon séjour en Arkansas était de réaliser des acquisitions de spectres en réflectance des composés supposés présents à la surface de Titan. L'acquisition des spectres en réflectance a commencé à mon arrivée et se poursuit aujourd'hui avec la contribution de Sandeep Singh. Nous avons acquis des spectres infrarouges de méthane liquide, d'éthane liquide, de mélanges d'éthane et de méthane ainsi que des spectres de glace d'acétylène. Ces acquisitions sont présentées dans [Cornet *et al.* \(2012c\)](#). Ces mesures étaient initialement effectuées en vue d'une caractérisation des processus de dissolution/cristallisation d'acétylène au sein d'un substratum gorgé de liquides (méthane, éthane ou mélanges). Suite à des problèmes techniques, il n'a pas été possible de réaliser de telles expériences. Je présente ci-après la librairie spectrale acquise dans les conditions de la surface de Titan ainsi que les perspectives d'utilisation de telles mesures.

11.3.1 Acquisition d'une librairie spectrale des hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan

11.3.1.1 Travaux antérieurs

Les travaux portant sur la spectroscopie en réflectance des hydrocarbures dans les conditions de la surface de Titan se résument aux travaux de [Clark *et al.* \(2009\)](#) et [Clark *et al.* \(2010\)](#). [Clark *et al.* \(2009\)](#) présentent notamment les spectres de réflectance de nombreux hydrocarbures (alcane, alcène, ...) potentiellement présents sur Titan (incluant le méthane liquide, et des spectres de solides comme l'éthane, le propane, le butane, ...). Cependant, bon nombre des spectres reportés par [Clark *et al.* \(2009\)](#) sont acquis à des températures plus basses que celles de la surface de Titan. De plus, certains spectres sont manquants dans la gamme spectrale explorée par notre spectromètre infrarouge, comme par exemple l'acétylène (supposé très abondant à la surface de Titan). Il est donc nécessaire de compléter cette librairie spectrale.

11.3.1.2 Dispositif d'acquisition

La chambre expérimentale est équipée d'un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) Nicolet® FTIR 6700 Smart Diffuse possédant un détecteur TechInGaS avec une séparatrice CaF₂. La source lumineuse est une source de lumière blanche. Le FTIR est purgé constamment par du diazote gazeux. Le spectromètre est relié à une fibre optique opérant entre 1,0 et 2,6 μm avec une résolution spectrale de 4 cm^{-1} . L'extrémité de la fibre optique est localisée juste au-dessus de la coupelle échantillon au sein du TM, proche de la valve solénoïde. Étant donné la taille et la mobilité de cette coupelle échantillon, permettant de réaliser des mesures d'évaporation, la fibre optique est située à environ 1 à 2 cm au-dessus du haut de la coupelle. Il en résulte par conséquent des portions de spectre bruitées où je n'interprète pas les possibles bandes d'absorption présentes. Un morceau de spectralon® tapisse le fond de la coupelle échantillon. Ce matériau fortement dif-

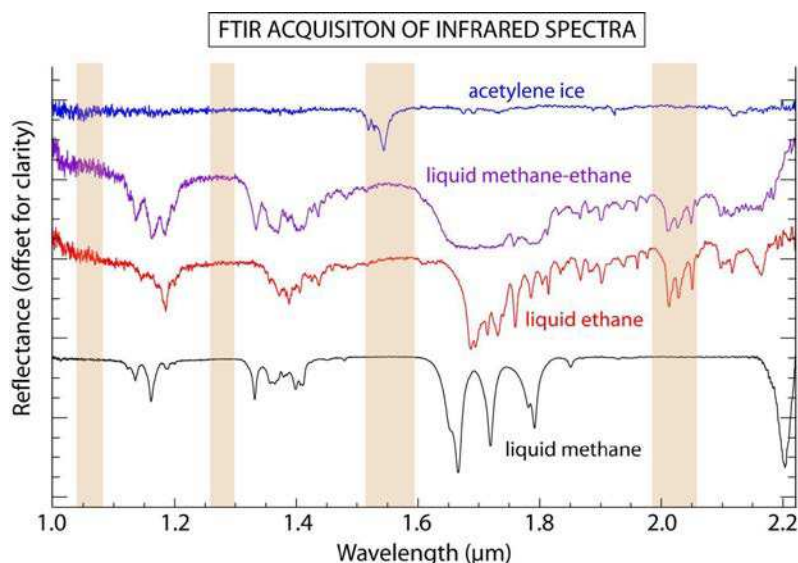


FIGURE 11.10 – Bibliothèque spectrale acquises dans les conditions de la surface de Titan (pression de 1,5 bar de diazote, température comprise entre 90 et 95 K) grâce au TM. Les intervalles de longueurs d'ondes représentés en marron correspondent aux fenêtres atmosphériques dans lesquelles VIMS image la surface de Titan.

fusant (comportement de type lambertien) sert à normaliser les spectres des hydrocarbures acquis en réflectance. Cette normalisation est réalisée automatiquement avec le logiciel OMNIC®.

11.3.1.3 Les spectres d'hydrocarbures liquides

Les spectres infrarouges acquis incluent le méthane liquide, l'éthane liquide, les mélanges à base d'éthane et de méthane liquides et l'acétylène solide. Ces spectres sont présentés sur la Fig. 11.10, où j'ai indiqué la position des fenêtres atmosphériques dans lesquelles VIMS détecte la surface de Titan (rectangles marrons). Le méthane liquide se caractérise par les traditionnelles bandes d'absorption à 1,16, 1,33, 1,41, 1,66, 1,72, 1,79, 1,85 et 2,2 μm dans l'infrarouge. Le méthane est facilement détectable grâce à ses trois larges bandes d'absorption à 1,66, 1,72 et 1,79 μm . Lorsqu'il est présent en grande quantité, ces bandes d'absorption s'élargissent et deviennent ainsi moins « piquées ».

L'éthane liquide se caractérise par de nombreuses bandes d'absorption dans l'infrarouge, particulièrement au-delà de 1,7 μm . Je définis ici les principales bandes d'absorption de l'éthane liquide comme celles qui pourraient être distinguées des bandes d'absorption du méthane liquide dans un spectre de mélange. Celles-ci sont centrées à 1,19, 1,40, 1,69, 1,76, 2,01, 2,03 et 2,05 μm . On peut noter que la triple bande à 2 μm est située dans une fenêtre atmosphérique VIMS et peut donc être détectée dans les spectres de la surface de Titan, comme il a déjà été suggéré dans le cas d'Ontario Lacus par [Brown et al. \(2008\)](#) et [Moriconi et al. \(2010\)](#) et plus récemment dans un article soumis à *Icarus* ([Soderblom et al., 2012](#)) dont je suis co-auteur.

Les spectres de mélange du méthane et de l'éthane liquides présentent donc les bandes d'absorption caractéristiques des deux composés. Certaines se superposent, d'autres sont distinctes. La

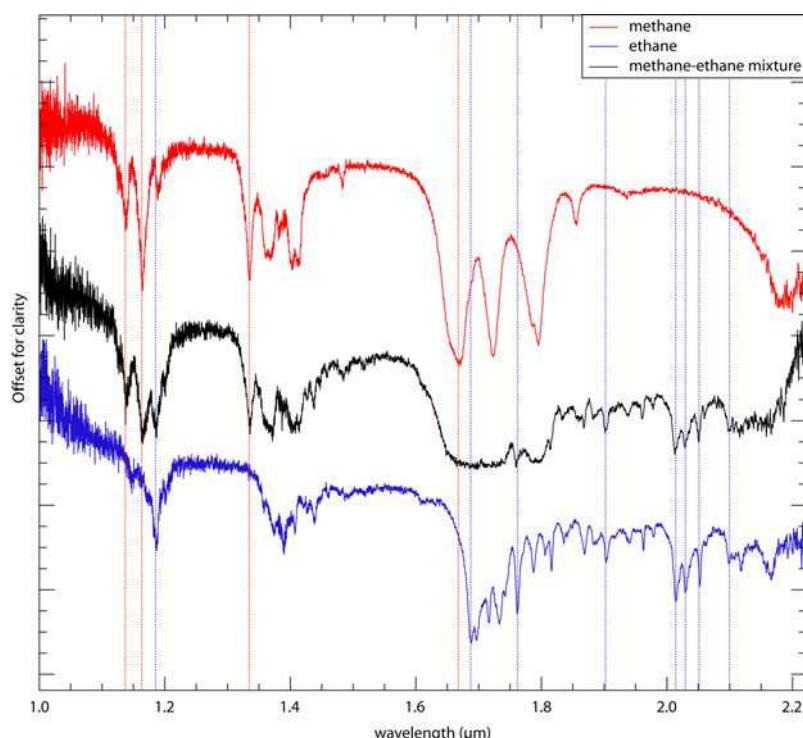


FIGURE 11.11 – Spectres infrarouges en réflectance de méthane, d'éthane et de mélange binaire méthane/éthane liquides avec la position des bandes d'absorption caractéristiques du méthane liquide et de l'éthane liquide. Ces spectres ont été acquis dans les conditions de la surface de Titan.

contribution de chaque composé au spectre infrarouge est illustrée dans la Fig. 11.11, sur laquelle j'ai identifié les bandes d'absorption spectrales pouvant caractériser la présence d'un composé indépendamment de l'autre. Lors de cette expérience, il a été versé environ 10 g de méthane pour environ 16 g d'éthane. On constate que la région à 1,6 - 1,7 μm est complètement saturée en absorptions.

11.3.1.4 La synthèse d'acétylène solide dans les conditions de la surface de Titan

Lors de ma thèse, j'ai souhaité développer une expérience avec de la glace d'acétylène (C_2H_2), initialement destinée à des simulations de mécanismes de dissolution dans les conditions de la surface de Titan. J'ai développé la première expérience basée sur la synthèse d'acétylène solide avec Felix Wasiak dans des conditions de plus hautes températures (155 - 200 K) que celles de Titan. Cette expérience a récemment été reproduite par Sandeep Singh et Adrienn Luspay-Kuti dans les conditions de la surface de Titan (1,5 bar de diazote, 92 -93 K). Il est important de noter que l'acétylène utilisé lors de ces expériences est de l'acétylène industriel. Il est stocké sous forme gazeuse et mélangé avec de l'acétone ($\text{C}_3\text{H}_6\text{O}$). Dans les conditions de la surface de Titan, ces deux composés existent sous forme solide (Fig. 11.12).

Les expériences visant à synthétiser de l'acétylène solide avec notre dispositif expérimental sont de manière générale beaucoup plus difficiles à réaliser que celles avec les liquides. En effet, la manière la plus simple de déposer de l'acétylène solide dans la coupelle échantillon est de le

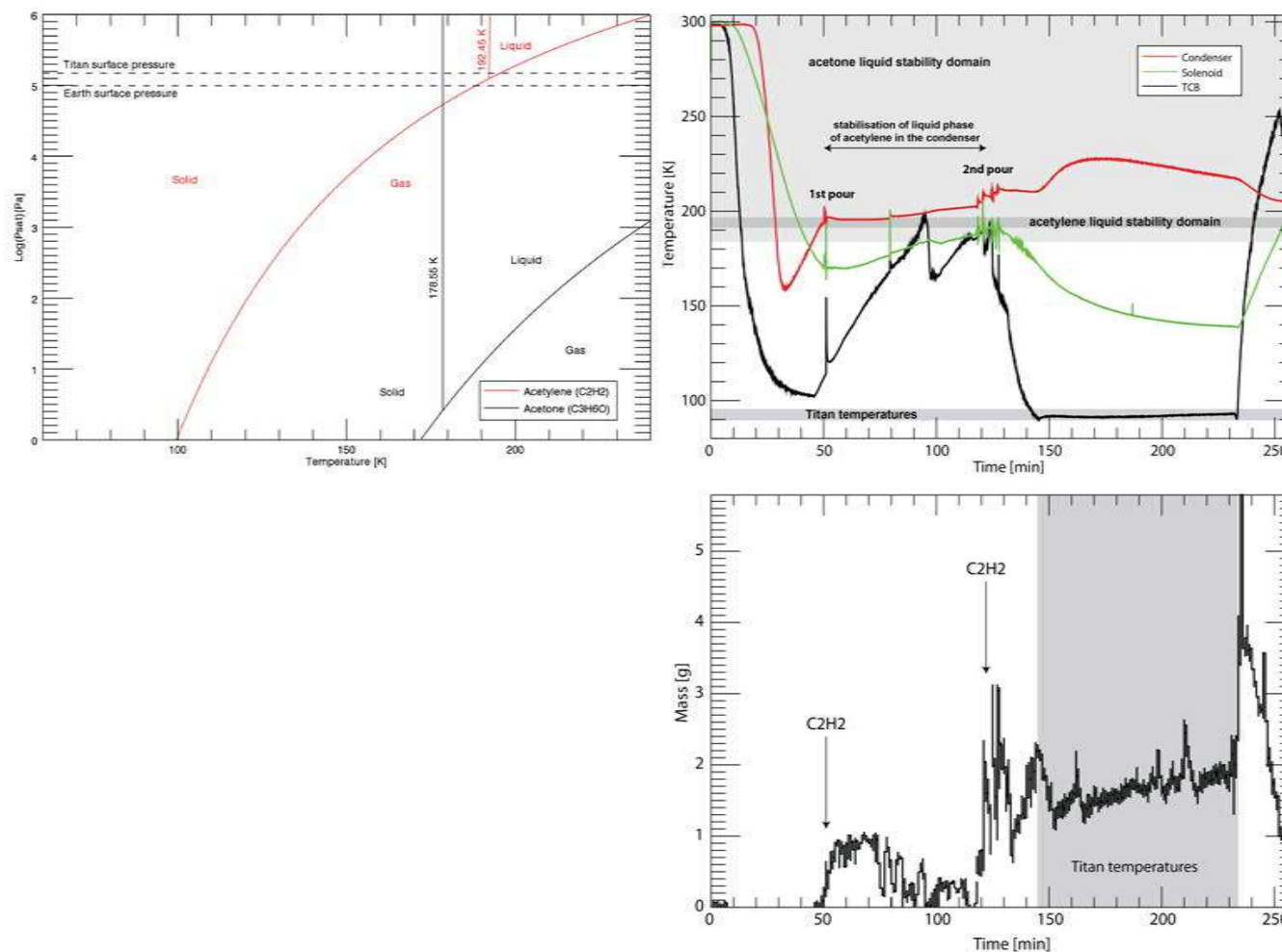


FIGURE 11.12 – Diagramme de phase de l'acétylène et de l'acétone et déroulement de la synthèse d'acétylène solide dans les conditions de la surface de Titan, illustrée par les données de températures et de masse dans le TM acquises durant l'expérience du 27 Juillet 2012. Le point de fusion de l'acétylène est situé à environ 192 K tandis que celui de l'acétone se situe à environ 178 K. Données sources : <http://www.cheric.org/>.

synthétiser tout d'abord sous forme de liquide au sein du condenseur. À la pression atmosphérique terrestre, l'acétylène n'est liquide qu'entre 192 et 196 K (Fig. 11.12), ce qui le rend difficile à stabiliser sous forme liquide dans le condenseur (habituellement, nous travaillons avec du méthane et de l'éthane, stables sous forme liquide sur des dizaines de degrés). La température enregistrée par le thermocouple à la base du condenseur est un indice de la présence d'acétylène liquide à la base du condenseur. Typiquement, si la température stagne à des températures d'environ 192 K, il y a de l'acétylène liquide prêt à être versé dans la coupelle. Le procédé le plus simple pour verser l'acétylène est de garder les températures de la TCB, de la valve solénoïde et du condenseur proches du point de fusion de l'acétylène, ce qui est illustré sur la Fig. 11.12. Les sauts positifs de températures de la TCB correspondent à l'ouverture de la valve solénoïde, expulsant des fluides plus chaud que l'intérieur de la TCB. Cette augmentation de la température peut être associée à une augmentation de la masse lorsque l'acétylène descend dans la coupelle.

Contrairement à l'acétylène, l'acétone possède une gamme de stabilité de la phase liquide beaucoup plus large (Fig. 11.12). Il est donc possible de précipiter l'acétylène dans la coupelle en synthétisant de l'acétone liquide, mêlé à de l'acétylène proche de son point de fusion, tel que le mélange soit versable par la valve solénoïde sans geler ni dans la valve, ni dans le condenseur. C'est de cette façon que nous avons synthétisé une sorte de neige fondue d'acétylène lors de la toute première synthèse d'acétylène solide, dont une photographie est montrée dans [Wasiak et al. \(2012a\)](#) (Section 11.1).

Les données de masse, de températures et spectrales acquises durant l'expérience portant sur la synthèse d'acétylène solide dans les conditions de la surface de Titan lors de l'expérience la plus récente sont représentées sur la Fig. 11.13. L'acétylène a été versé en plusieurs fois dans la coupelle échantillon. Malheureusement, aucune image n'a pu être acquise durant l'expérience (températures trop extrêmes, stoppant le fonctionnement de l'électronique de la webcam). J'analyse ici ces toutes premières données spectrales récoltées durant cette expérience (Fig. 11.13).

Dans les spectres de réflectance acquis à 91 - 92 K, on observe de nombreuses bandes d'absorption centrées à 1,19, 1,36, 1,40, 1,41, 1,53, 1,54, 1,55, 1,57, 1,68, 1,69, 1,72, 1,78, 1,86, 1,90, 1,93, 1,95, 1,97, 2,00, 2,04, 2,12, 2,13, 2,15, 2,16 et 2,22 μm . Afin d'éliminer toutes les absorptions potentielles liées à l'acétone, j'ai donc acquis des spectres d'acétone à diverses températures entre 90 et 200 K à 1,5 bar avec un FTIR similaire présent au LPGNantes (FTIR 5700 Thermo-Nicolet®, détecteur InSb, séparatrice CaF_2) couvrant une gamme de longueur d'onde allant de 1 à 5 μm avec une résolution spectrale de 4 cm^{-1} . La comparaison entre un spectre de mélange acétylène/acétone et un spectre d'acétone pur à 92 K est représentée sur la Fig. 11.14. J'ai ainsi pu individualiser les bandes d'absorption de l'acétone et de l'acétylène à partir de cette comparaison. J'ai aussi constaté en comparant le spectre d'acétone avec un spectre de glace d'eau (bibliothèque USGS) que la forme du spectre d'acétone montre une probable contamination par de l'eau. Cette contamination affecte la forme générale du spectre ou continuum. Elle n'affecte pas les étroites bandes d'absorption de l'acétone et l'on peut donc aisément s'en affranchir. En conclusion, l'acétylène présente des bandes d'absorption caractéristiques dans les fenêtres atmosphériques à 1,5 μm (1,53, 1,54, 1,55 et 1,57 μm) et potentiellement à 2 μm (2,00 et 2,04 μm) ainsi qu'une pente décroissante dans la fenêtre atmosphérique à 2 μm (qui ne serait pas attribuable à une contamina-

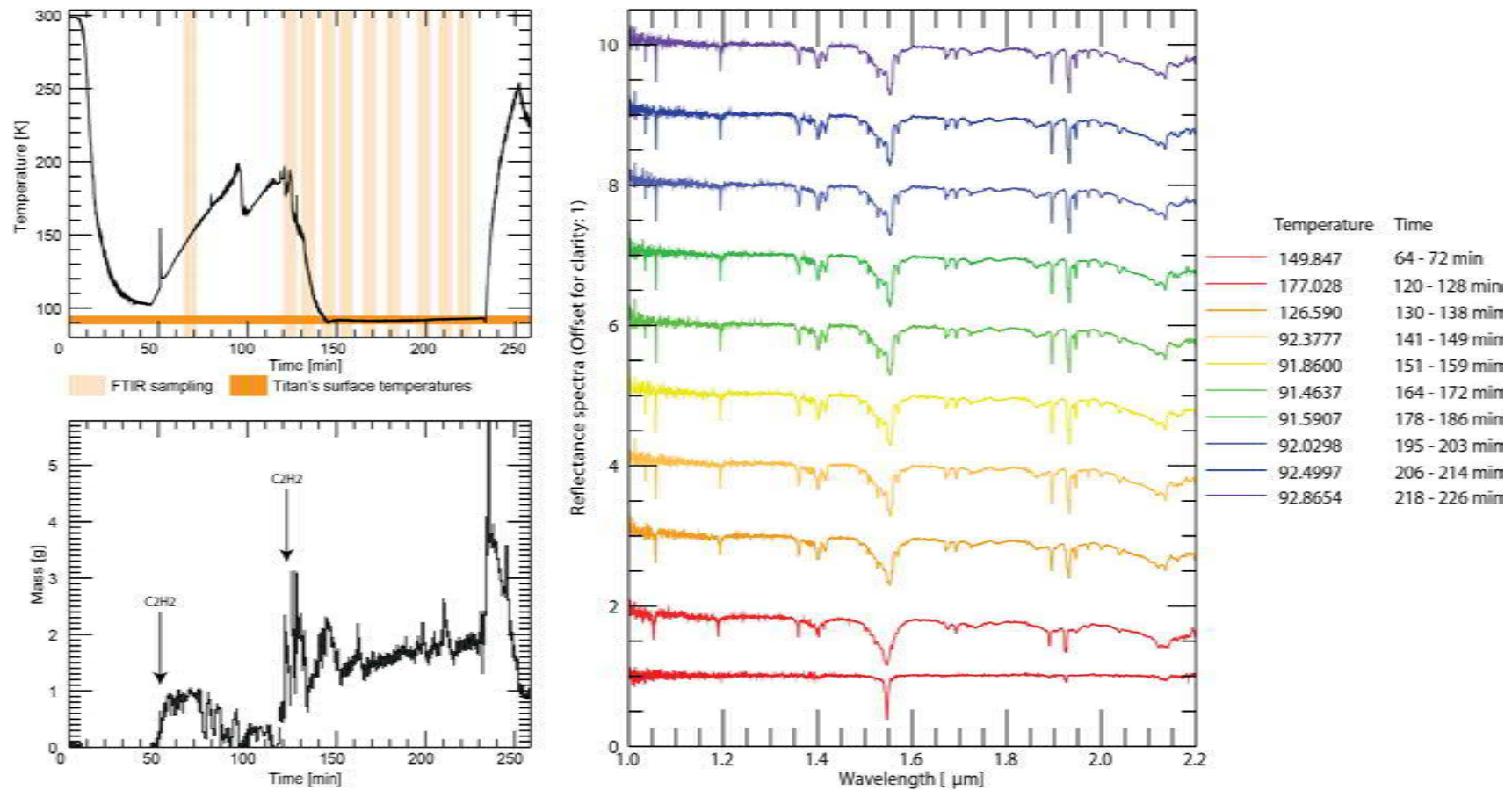


FIGURE 11.13 – Données de masse, de température et spectres infrarouges en réflectance acquis durant l’expérience de synthèse d’acétylène solide du 27 Juillet 2012. Les spectres sont régulièrement espacés par incréments de 1. La température associée à chaque spectre est fournie en légende, ainsi que son temps d’acquisition (reporté par les barres marron clair dans le profil de température de la TCB).

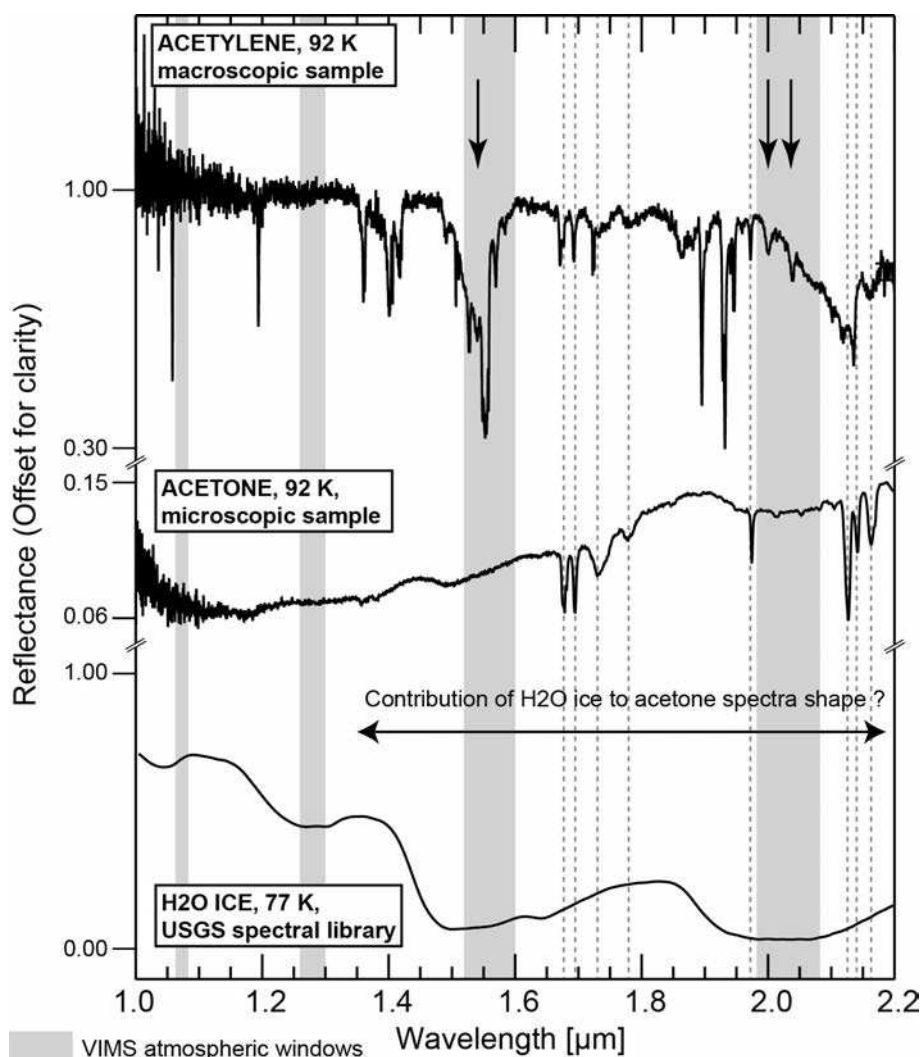


FIGURE 11.14 – Comparaison de spectres en réflectance infrarouge entre un spectre d’acétylène industriel acquis à 92 K sous 1,5 bar de diazote, un spectre d’acétone (pur à 99 %) acquis à la même température et un spectre de glace d’eau acquis à 77 K (bibliothèque spectrale USGS). Les fenêtres atmosphériques VIMS sont représentées en gris. Les absorptions de l’acétone sont représentées par les lignes pointillées grises.

tion par de la glace d’eau). Les bandes d’absorption centrées à 1,68, 1,69, 1,72, 1,78, 1,97, 2,12, 2,13, 2,15, 2,16 et 2,22 μm semblent caractéristiques de l’acétone solide et doivent être négligées dans l’analyse des données.

11.3.2 Perspectives d’utilisation de la bibliothèque spectrale

11.3.2.1 Applications pour la cartographie VIMS de la surface de Titan

Des travaux de cartographie compositionnelle de la surface de Titan avec VIMS ont été publiés par [McCord *et al.* \(2006, 2008\)](#), [Brown *et al.* \(2008\)](#), [Clark *et al.* \(2010\)](#), [Moriconi *et al.* \(2010\)](#) et [Soderblom *et al.* \(2012\)](#). Les travaux de cartographie globale de [McCord *et al.* \(2006, 2008\)](#) s’appuient essentiellement sur des différences de I/F relatives entre les différentes fenêtres

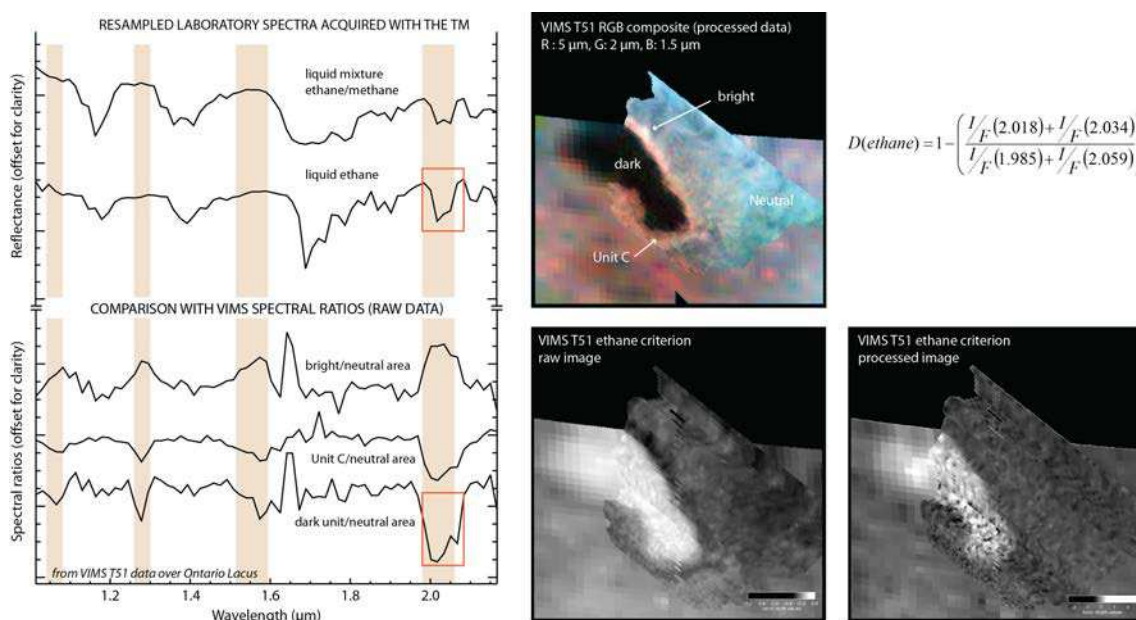


FIGURE 11.15 – Critère de détection de l'éthane dans Ontario Lacus, initialement basé sur la présence d'une possible bande d'absorption située dans la fenêtre atmosphérique à 2 μm et observée initialement par [Brown et al. \(2008\)](#). À gauche : spectres de laboratoire acquis avec le TM et rééchantillonnés à la résolution VIMS-IR, et rapports de spectres issus des images VIMS T51 d'Ontario Lacus. À droite : test de détection de l'éthane avant et après la correction empirique des effets atmosphériques et photométriques développée pendant cette thèse ([Cornet et al., 2012a](#); [Le Mouélic et al., 2012a](#)). La corrélation avec l'albédo (terrains brillants) et les coutures résiduelles disparaissent après correction. Par conséquent, suivant ce critère, la zone blanche pourrait théoriquement contenir de l'éthane.

atmosphériques entre 1 et 2,8 μm .

Le travail de [Brown et al. \(2008\)](#) s'appuie sur la détection de la triple bande d'absorption de l'éthane dans la fenêtre atmosphérique à 2 μm dans Ontario Lacus. Ce travail mentionne aussi une absorption relativement importante des photons dans la fenêtre atmosphérique à 5 μm . Ces deux comportements spectraux sont mis en évidence en effectuant des rapports de spectres entre Ontario Lacus et les terrains alentours, comme illustrés sur la Fig. 11.15.

[Soderblom et al. \(2012\)](#) étendent cette détection d'éthane aux mers du Nord. J'ai testé un critère de détection d'éthane sur Ontario Lacus (VIMS T51), développé avec Christophe Sotin (NASA/JPL/LPGNantes), avant et après l'utilisation de notre correction empirique des données VIMS. Ce critère de détection, présenté sur la Fig. 11.15, a ensuite été utilisé pour les détections présentées par [Soderblom et al. \(2012\)](#) au niveau des mers du Nord. La détection d'éthane dans Ontario Lacus après correction photométrique et atmosphérique des données (disparition de la corrélation avec l'albédo des terrains, disparition des coutures) semblerait indiquer la présence de terrains enrichis en éthane tapissant le fond de la dépression. Il est important de noter que ce critère n'indique pas la présence d'une couche d'éthane liquide pur, étant donné que les signatures infrarouges d'un sédiment solide saturé en éthane liquide et celle d'une fine couche d'éthane

liquide seraient identiques (Clark *et al.*, 2010). De plus, la surface d'Ontario Lacus étant optiquement sombre à toutes les longueurs d'ondes situées dans les fenêtres atmosphériques, il est difficile d'interpréter avec certitude une telle détection.

Moriconi *et al.* (2010) s'appuient essentiellement sur la fenêtre à 5 μm pour détecter des hydrocarbures probablement solides dans l'anneau brillant autour d'Ontario Lacus. Le travail de cartographie globale de Clark *et al.* (2010) s'appuie lui aussi essentiellement sur des détections d'hydrocarbures dans la fenêtre atmosphérique à 5 μm mais aussi sur de possibles détections dans la fenêtre atmosphérique à 2,7 - 2,8 μm .

Afin de mettre en évidence les possibles bandes d'absorption présentes au sein des fenêtres atmosphériques imagées par VIMS, j'ai dégradé les spectres de laboratoires acquis grâce au TM à la résolution spectrale de VIMS-IR (16,6 nm). Les spectres originaux et les spectres dégradés à la résolution VIMS sont présentés sur la Fig. 11.16. Le méthane liquide ne peut pas être détecté par VIMS. L'éthane liquide possède une triple bande d'absorption à 2 μm vue comme une unique bande d'absorption à la résolution VIMS-IR. C'est cette bande d'absorption qui a été exploitée par Brown *et al.* (2008), Moriconi *et al.* (2010) et Soderblom *et al.* (2012) dans leurs études de la composition des lacs de Titan. Dans un mélange méthane/éthane, seul l'éthane serait visible à ces longueurs d'ondes.

Au-delà de l'investigation des liquides, il serait intéressant de tester des détections d'hydrocarbures solides dans les données VIMS, et plus particulièrement de l'acétylène solide, qui n'a jamais été détecté avec certitude par VIMS mais qui est supposé exister en grandes quantités à la surface de Titan. L'acétylène possède notamment une bande d'absorption intéressante dans la fenêtre atmosphérique à 1,5 μm , qui est relativement bien imagée par VIMS (6 canaux spectraux dans cette fenêtre, bon rapport signal-sur-bruit), et une pente négative dans la fenêtre à 2 μm . Je testerai donc la détection d'acétylène sur l'ensemble de l'archive VIMS dans le but d'identifier la possible présence d'acétylène, composé soluble dans le méthane et l'éthane liquides (Raulin, 1987; Dubouloz *et al.*, 1989; Cordier *et al.*, 2009), à la surface de Titan. Les précédentes détections effectuées à 5 μm par Clark *et al.* (2010) et Moriconi *et al.* (2010) étant contradictoires, il sera alors probablement possible de confirmer la présence ou l'absence d'acétylène détectable à la surface de Titan.

11.3.2.2 Contribution à l'évaluation des taux d'évaporation du méthane, de l'éthane et des mélanges ?

Les mesures spectroscopiques constituent les seules preuves directes de l'existence des liquides au sein du TM. Dès lors que les liquides sont versés du condenseur vers la TCB, nous acquérons des séries de spectres montrant la présence ou l'absence de bandes d'absorption, et donc la présence ou l'absence des composés synthétisés. Une manière de caractériser l'évaporation des liquides, pour le moment qualitativement, est de calculer la profondeur des bandes d'absorption présentes dans les spectres. Plus une bande d'absorption sera profonde et large, plus le composé sera présent dans la coupelle échantillon. Je « quantifie » la profondeur des bandes d'absorption des constituants présents dans la coupelle en appliquant un critère spectral de type profondeur de

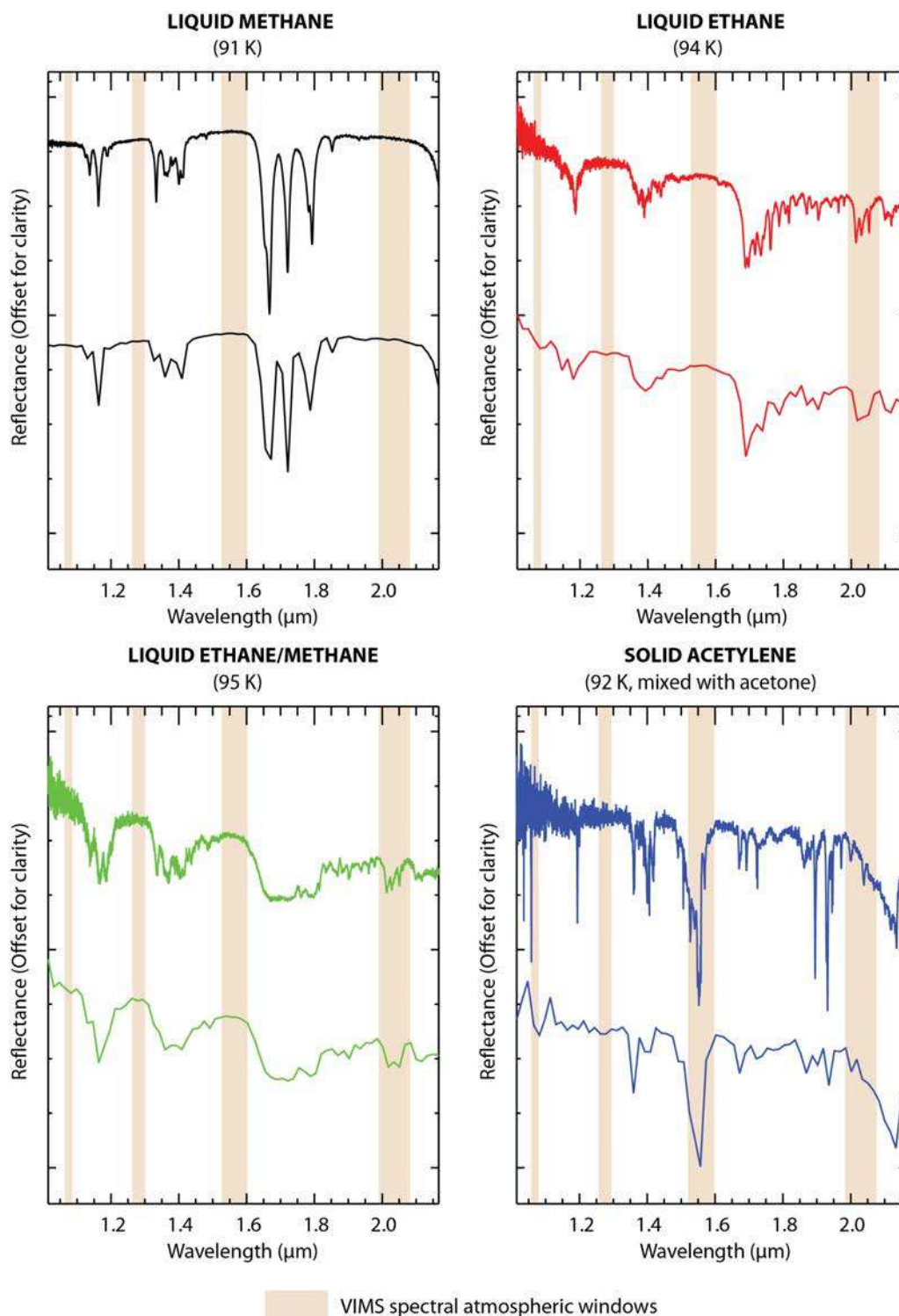


FIGURE 11.16 – Spectres de réflectance dans l'infrarouge du méthane liquide, de l'éthane liquide, d'un mélange méthane/éthane liquides et de l'acétylène solide (présence d'acétone) acquis en laboratoire dans les conditions de la surface de Titan (1,5 bar de N_2 , $91\text{ K} < T < 95\text{ K}$) grâce au TM, et dégradés à la résolution VIMS-IR (16,6 nm). Les fenêtres atmosphériques vues par VIMS sont indiquées en marron clair.

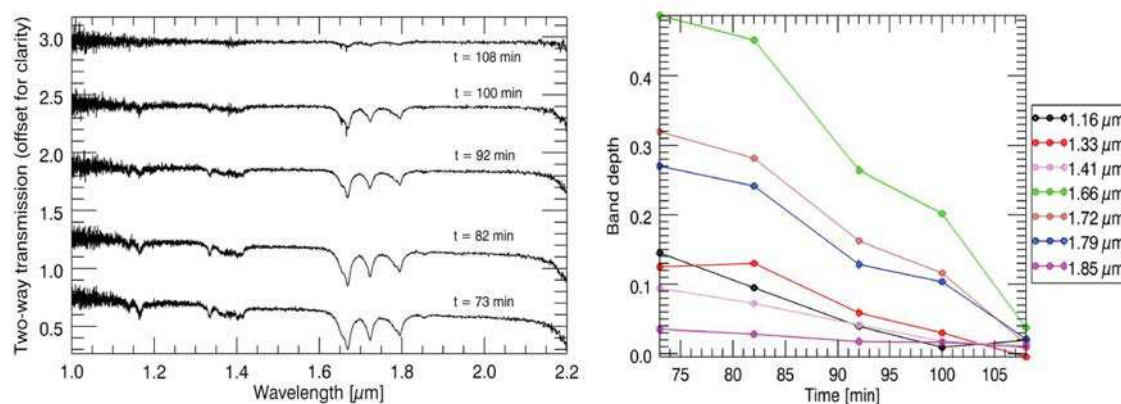


FIGURE 11.17 – Exemple d’une séquence temporelle spectrale d’évaporation de méthane liquide et calcul de profondeurs de bandes associés. Les températures lors de cette expérience test ont été augmentées de 100 à 140 K pour accélérer l’évaporation du méthane. Images : [Wasiak et al. \(2012a\)](#), modifiées.

bandes exposé dans [Massé et al. \(2008\)](#), initialement développé pour étudier les données hyperspectrales OMEGA de la sonde Mars Express. Ce critère s’appuie sur les valeurs de réflectance enregistrées au sein de la bande d’absorption et au niveau de ses épaulements, et permet de s’affranchir de l’asymétrie des bandes d’absorption.

J’ai testé cette méthode en réalisant une expérience durant laquelle du méthane liquide est synthétisé à basse température puis s’évapore sous l’effet d’une température qui est constamment augmentée. Les bandes d’absorption apparaissent dès lors que le méthane est versé dans la coupelle et décroissent avec le temps jusqu’à disparaître lorsque la totalité du liquide s’est évaporé. Ce test est illustré sur la Fig. 11.17.

Dans le cas de liquides purs s’évaporant dans la chambre expérimentale, il pourrait être possible de calculer un taux d’évaporation à partir d’une série de spectres acquis à une température donnée. Une étude plus approfondie est donc nécessaire pour estimer s’il est possible de contraindre l’évaporation des liquides (méthane, éthane et mélanges) durant une expérience à l’aide des données infrarouges.

Dans le cas de spectres de mélanges méthane/éthane, l’analyse de l’évolution des bandes d’absorption permettrait de contraindre si un composé subit une évaporation préférentielle par rapport à l’autre durant une partie de l’expérience. Cette détermination qualitative pourrait s’avérer très utile dans l’interprétation des taux d’évaporation établis d’après les données de masse acquises durant la même expérience. De plus, la composition du mélange pourrait être estimée par le biais de modèles de mélanges, comme par exemple le modèle de mélange linéaire MELSUM ([Combe et al., 2008](#)), ce qui contraindrait ainsi les possibles phénomènes d’évaporation préférentielle.

11.3.2.3 Expériences de dissolution d’acétylène dans les liquides titaniens ?

Les perspectives de ces expériences pourraient aussi mener à des études concernant la dissolution et la cristallisation d’hydrocarbures solides solubles dans du méthane, de l’éthane ou

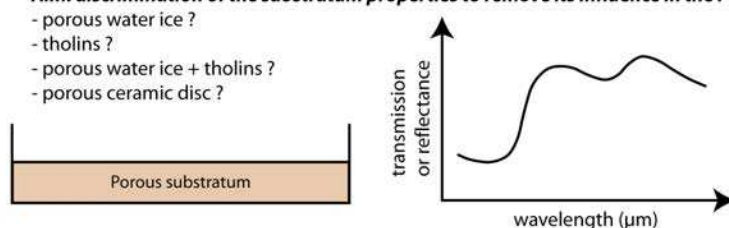
des mélanges liquides, au sein d'un substratum poreux ou à sa surface dans les conditions pression/température de la surface de Titan. Le modèle d'évolution d'Ontario Lacus que j'ai proposé dans Cornet *et al.* (2012a) implique ce type de processus afin de former une couche superficielle soluble analogue aux calcrètes namibiens. Ces expériences permettraient ainsi la validation expérimentale de cette hypothèse de formation des lacs de Titan.

Dans ces expériences, le soluté candidat serait l'acétylène étant donné sa forte solubilité dans de le méthane et l'éthane liquides (Raulin, 1987; Dubouloz *et al.*, 1989; Cordier *et al.*, 2009). C'est pourquoi j'ai souhaité réaliser les expériences portant sur la synthèse d'acétylène solide dans les conditions de la surface de Titan et sa caractérisation spectrale dans le domaine de l'infrarouge. L'instrument principal servant à identifier la cristallisation de l'acétylène (si celui-ci cristallise à la surface du substratum poreux) serait le spectromètre infrarouge (fortes bandes d'absorption si l'acétylène affleure, bandes d'absorption plus faibles si celui-ci cristallise principalement dans les pores du substratum). Ces expériences n'ont malheureusement pas pu être réalisées lors de mon séjour en Arkansas. Elles le seront probablement dans le futur. J'en expose le principe initial sur la Fig. 11.18.

1/ FTIR Monitoring of the porous substratum

Aim: discrimination of the substratum properties to remove its influence in the FTIR data acquired for the liquids/solutes.

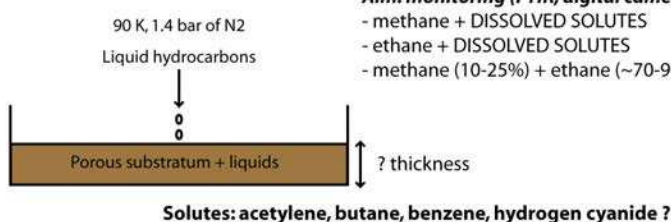
- porous water ice ?
- tholins ?
- porous water ice + tholins ?
- porous ceramic disc ?



2/ Precipitation of liquid hydrocarbons synthesized in the Titan Module

Aim: monitoring (FTIR, digital camera) of the infiltration of the liquid hydrocarbons

- methane + DISSOLVED SOLUTES
- ethane + DISSOLVED SOLUTES
- methane (10-25%) + ethane (~70-90%) (+ propane) + DISSOLVED SOLUTES?



3/ Evaporation of the liquids by increasing temperature (to 95 K ?) : several cycles

95 K ?, 1.4 bar of N2

Aim: monitoring (FTIR, digital camera) of the formation of the potential soluble surface layer

Crystallization of the dissolved solutes inside the pores of the substratum ?

Crystallization of the dissolved solutes inside the pores of the substratum but mainly at the surface of the porous substratum ?

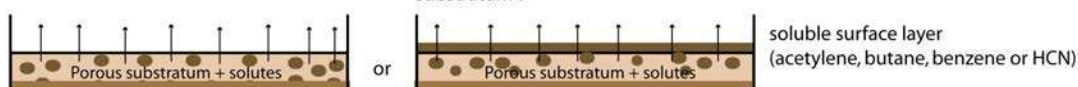


FIGURE 11.18 – Protocole expérimental envisagé pour des expériences de dissolution/cristallisation d'acétylène solide dans des liquides titaniens.

Chapitre 12

D'autres morphologies de dissolution sur Titan ?

Suite à l'étude morpho-climatique des dépressions lacustres sur Titan (Partie IV), il apparaît probable que celles-ci se développent par des processus de karstification d'une couche géologique superficielle soluble dans le méthane et l'éthane liquide. Les dépressions lacustres observées dans les images RADAR pourraient alors n'être que l'une des expressions possibles de tels processus karstiques en surface. D'autres formes du paysage, comme les terrains labyrinthiques de Sikun Labyrinthus (Fig. 12.1), pourraient aussi témoigner de ces processus de karstification.

J'ai donc débuté un recensement des régions planes de Titan montrant des formes d'érosion caractéristiques des processus karstiques dans le but de les confronter à des formes terrestres dont les processus de formation sont connus. L'objectif de ce travail serait de confirmer l'existence d'une couche superficielle soluble et de caractériser son extension spatiale à l'échelle régionale, voire globale. Ce travail nécessitera une étude approfondie des potentiels analogues terrestres mis en évidence durant ces futures études.

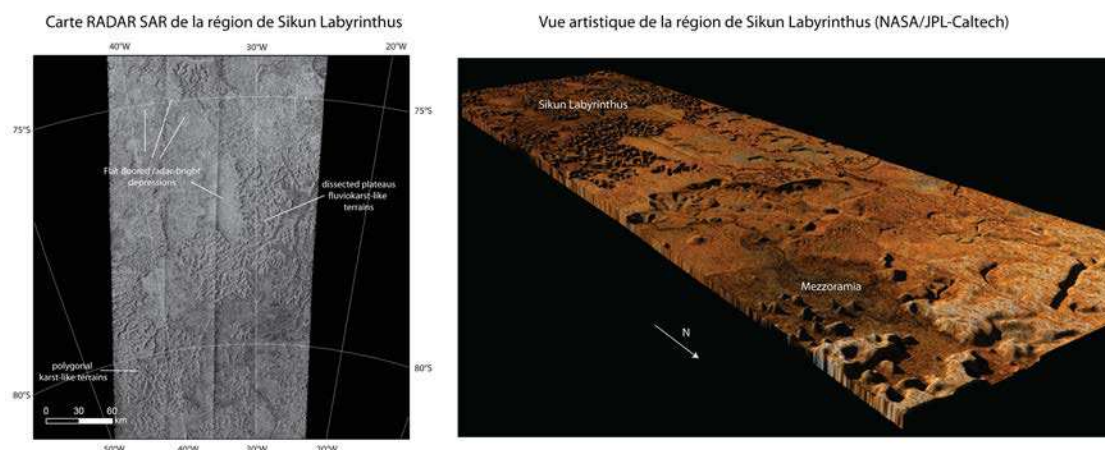


FIGURE 12.1 – Carte SAR de la région de Sikun Labyrinthus issue du SIG RADAR (LPGNantes) et concept artistique de la topographie de cette région basée sur les images RADAR (Crédits NASA/JPL/SSI/ESA/M.Malaska/B.Johnson).

12.1 Des plateaux disséqués sur Titan

Parmi les formes du paysage, autres que les dépressions lacustres, suggérant des processus actifs de dissolution d'une couche géologique superficielle, on trouve les terrains labyrinthiques de Sikun Labyrinthus, présentés dans la Section 9.3 et localisés à des latitudes similaires à celles d'Ontario Lacus. Ces terrains sont très érodés et présentent des morphologies de plateaux disséqués, compatible avec une érosion par dissolution d'une couche superficielle, soit des processus de karstification du paysage (Malaska *et al.*, 2010).

Sikun Labyrinthus n'est pas la seule zone des hautes latitudes Sud semblant exhiber une couche superficielle subissant une érosion significative par des processus comparables aux processus karstiques terrestres. J'ai observé à l'aide des données SAR (survol T58, Juillet 2009) une nouvelle zone de l'hémisphère Sud de Titan, centrée à 80°S 115°E et s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres, qui présente aussi les formes caractéristiques d'un plateau disséqué. L'image RADAR SAR de cette région est représentée sur la Fig. 12.2, avec la carte géomorphologique interprétative associée.

Cette région apparaît très homogène au radar et est interprétée comme un plateau. Elle est parsemée dans sa partie Nord de petites dépressions topographiques brillantes de quelques dizaines de kilomètres de large, dont les escarpements apparaissent plus ou moins marqués. Les petites dépressions apparaissent isolées ou coalescentes et ne sont apparemment pas connectées à des réseaux fluviaux. Le plateau est aussi caractérisé par des dépressions beaucoup plus larges, de l'ordre de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres de large, apparaissant aussi brillantes au radar. Les escarpements délimitant ces dépressions et le plateau dans lequel elles semblent creusées sont nets pour la plupart, ce qui indique l'existence d'une pente abrupte les séparant du plateau. On peut noter la présence d'un îlot résiduel centré à 79°S 128°E, au milieu d'une des deux vastes dépressions brillantes. Cet îlot pourrait constituer une butte témoin. La partie Sud de cette région est difficilement interprétable compte tenu de son homogénéité au radar.

Des réseaux de drainage sont aussi observables dans la partie Nord du plateau, apparaissant comme des incisions brillantes au radar dans la partie Est (78°S, 140°E) et plus sombres au radar dans la partie Ouest (78°S, 110°E). Ce dernier réseau semble connecté avec une partie arquée du plateau à l'escarpement marqué. Cette partie du plateau surplombe une zone à rétrodiffusion radar plus sombre que celle du fond des dépressions mais possédant un escarpement peu marqué par rapport à celles-ci. L'apparente connexion entre cette zone, les réseaux de drainage du plateau, et une vaste dépression brillante au radar semblant résider à la même altitude, pourrait indiquer l'existence d'un glissement de terrain.

À l'extrême Sud-Ouest du plateau se trouvent quelques petites rides topographiques apparaissant brillantes au radar. Ces rides sont relativement similaires aux rides des terrains polygonaux observées par Malaska *et al.* (2010). Elles pourraient donc avoir la même origine et constituer des reliefs en cockpits, typiques de zones karstiques terrestres. Ce plateau disséqué pourrait potentiellement constituer un plateau subissant des processus de dissolution.

Une seconde zone observée lors du survol T49, située à plus basse latitude (69°S 90°E) que celle décrite précédemment et représentée sur la Fig. 12.3, pourrait aussi constituer un plateau

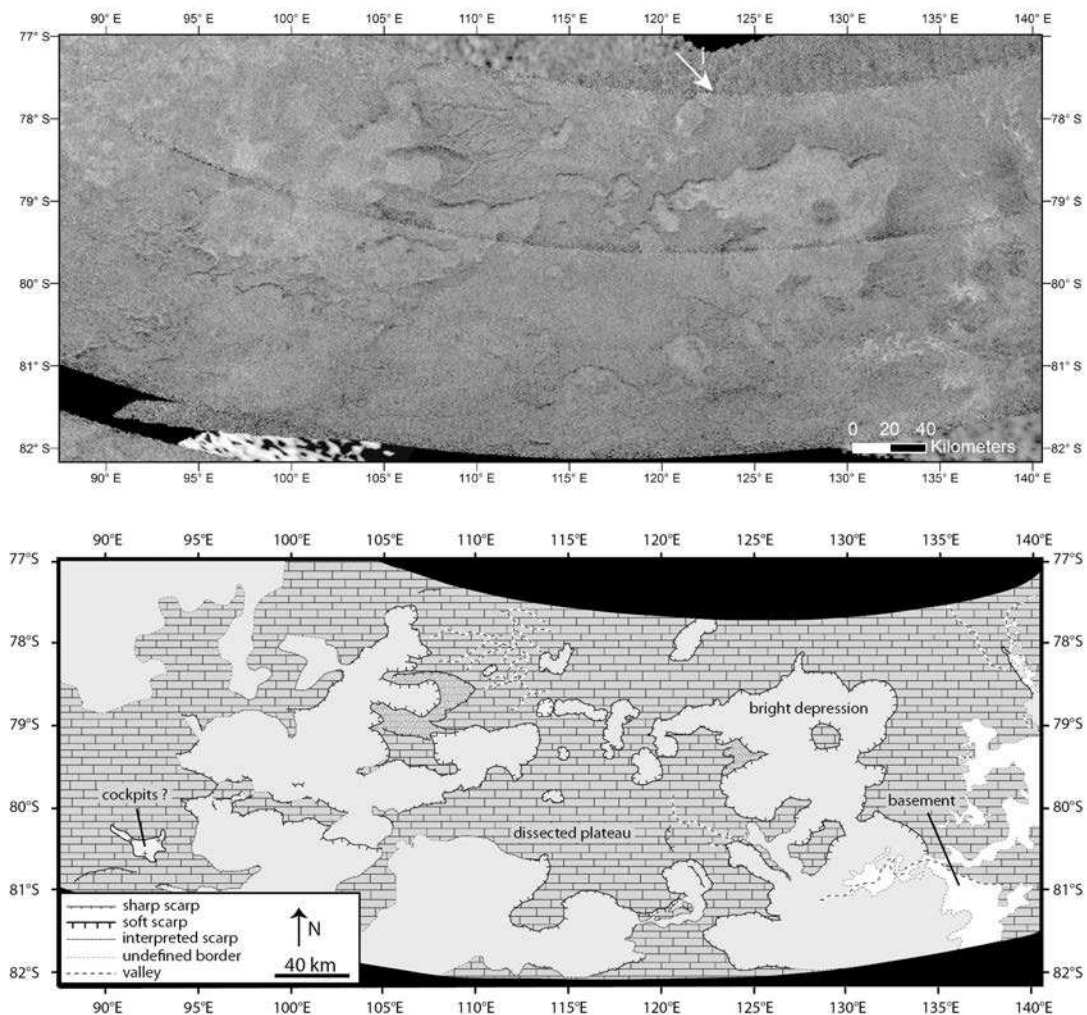


FIGURE 12.2 – Carte d’une région s’apparentant à un plateau disséqué dans une portion du survol T58 (Juillet 2009). La flèche blanche indique la direction d’illumination.

disséqué. Cette zone apparaît relativement homogène au radar, excepté dans sa partie Sud-Est où des terrains relativement brillants à petites facettes triangulaires sont observés. Ces terrains brillants bordent en réalité toute la partie Sud de la zone représentée sur la Fig 12.3 et pourraient constituer de petites montagnes.

La région au signal radar homogène, recouvrant l’essentiel de l’image sur des centaines de kilomètres, pourrait constituer un plateau constellé de dépressions topographiques de forme arrondie à irrégulière de quelques dizaines de kilomètres. Ces dépressions sont séparées par de fines bandes de terrains uniformes au radar, particulièrement dans la partie Nord du plateau, qui pourraient constituer des reliques de ce même plateau. Des petites rides topographiques similaires à celles observées par [Malaska *et al.* \(2010\)](#) dans Sikun Labyrinthus sont aussi observées dans la partie Sud de l’image. Cette région pourrait donc représenter un plateau à un stade avancé d’érosion par dissolution.

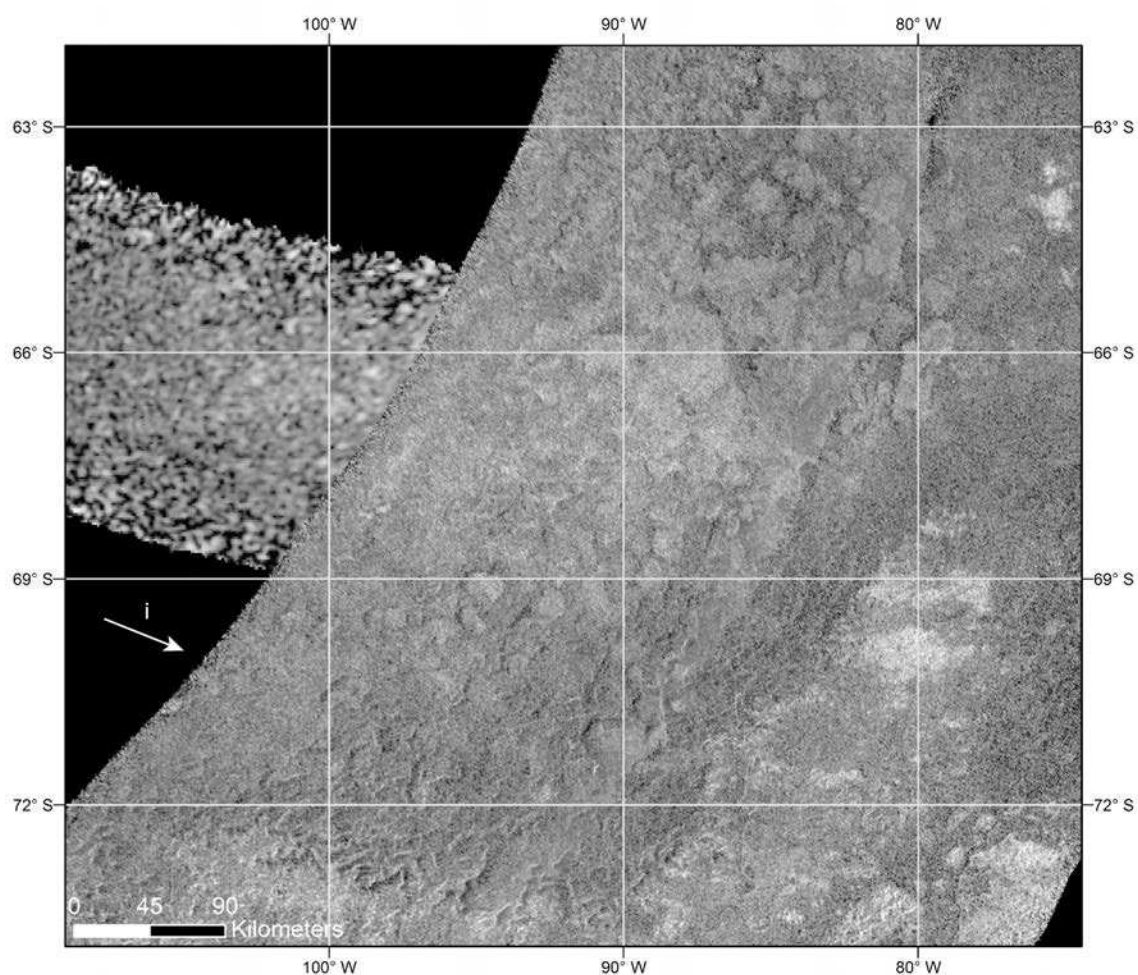


FIGURE 12.3 – Région de Titan observée lors du survol T49 possédant de multiples dépressions topographiques arrondies et brillantes semblant coalescer entre elles. La partie Sud de l'image présente des reliefs qui pourraient se révéler similaires aux reliefs vus dans la régions de Sikun Labyrinthus, interprétés comme des karsts par [Malaska *et al.* \(2010\)](#). Il pourrait s'agir d'un plateau disséqué (par dissolution ?) à un stade plus avancé que celui de la Fig. 12.2.

12.2 Vers une cartographie globale de la couche soluble

La Fig. 12.4 représente une projection orthographique centrée sur le Pôle Sud de Titan. La localisation de Sikun Labyrinthus, d'Ontario Lacus et des plateaux disséqués présentés dans la Section 12.1. J'ai superposé à cette carte l'emplacement des données SARTopo dérivées par [Stiles *et al.* \(2009\)](#) (profils de couleur). On constate qu'un des profils SARTopo passe au-dessus du premier plateau décrit dans la Section 12.1. Grâce à des études incluant à la fois la cartographie d'une éventuelle couche soluble à la surface de Titan subissant des processus de dissolution et les quelques estimations disponibles de topographie de cette couche, il pourrait être possible de caractériser son extension spatiale dans de futures études. La comparaison entre les formes d'érosion cartographiées, interprétées dans ce Chapitre comme probablement de nature karstique d'après l'hypothèse que je privilégie, et des analogues terrestres de ces mêmes formes apportera des contraintes fortes sur la nature des processus affectant la couche de surface.

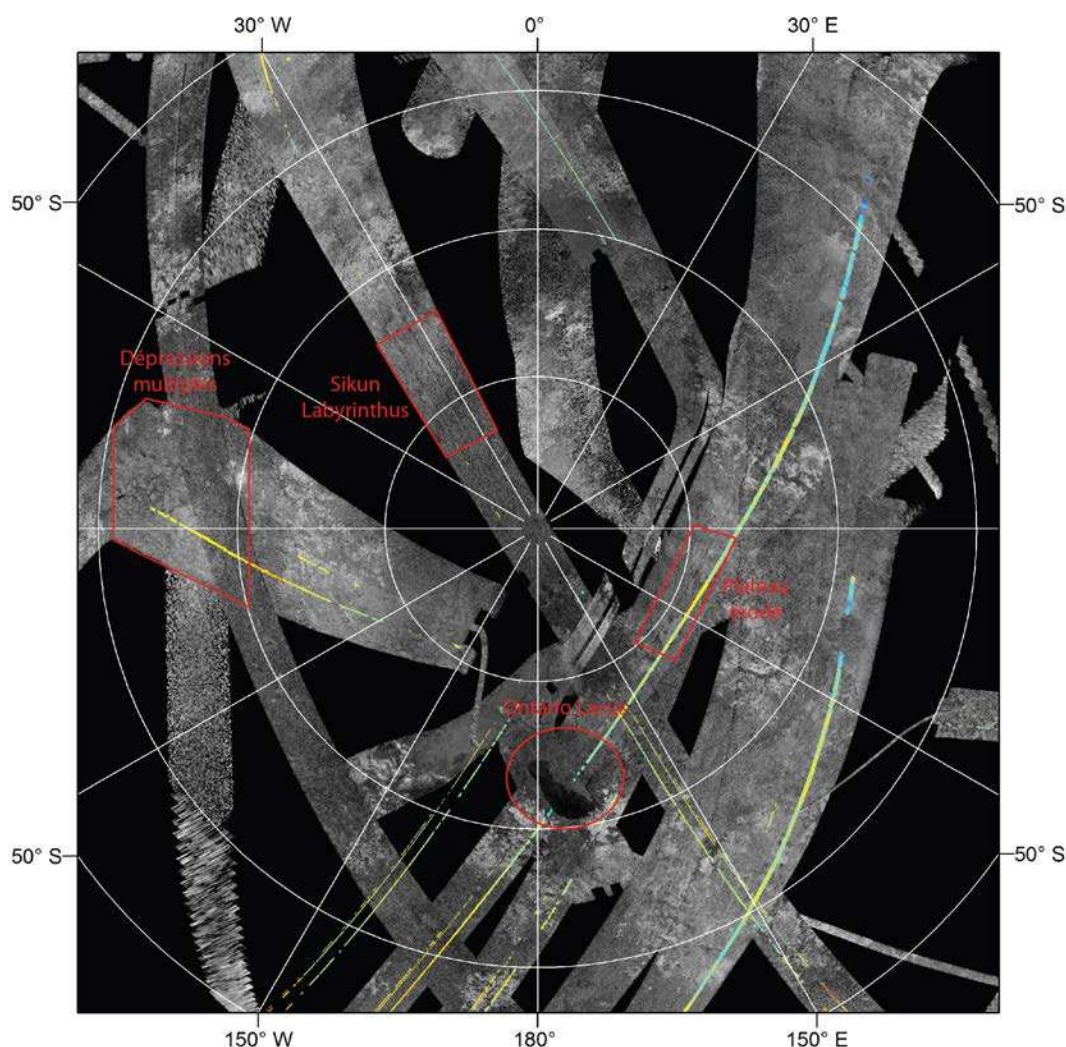


FIGURE 12.4 – Carte en projection orthographique polaire Sud des données RADAR SAR et SARTopo (couleur) intégrées au SIG. Les cadres rouges représentent la localisation des potentielles structures impliquant potentiellement des mécanismes de dissolution de la surface de Titan.

Chapitre 13

Amélioration de la cartographie globale de Titan dans la fenêtre atmosphérique à 5 μm

Notre approche globale de la photométrie de la surface à 5 μm , développée dans la Section 5.4.2.1, aboutit à la conclusion que la surface de Titan serait plutôt de type lambertienne ([Le Mouélic *et al.*, 2012a](#)). En revanche, pour l'approche locale de la photométrie de la surface à 5 μm , présentée dans la Section 5.4.2.2, j'ai utilisé une loi de type Lommel-Seeliger, dite lunaire, afin de prendre en compte le fait que lors d'un survol l'incidence ne varie que très peu et que les artefacts d'observation sont contrôlés par les effets d'émission et de phase ([Cornet *et al.*, 2012a](#)).

Bien que les cartes réalisées avec ces deux approches soient relativement satisfaisantes, elles ne sont pas parfaites. Certains artefacts restent présents dans nos mosaïques et se traduisent par la présence de coutures résiduelles entre les cubes VIMS. De plus, il convient de déterminer une loi photométrique pour la surface qui serait applicable à la fois en global et en local. Je présente ici brièvement les travaux que j'ai commencé à réaliser sur ce thème.

13.1 Photométrie de la surface de Titan : vers une combinaison des comportements lambertien et lunaire

Les observations VIMS acquises au sein d'un survol montrent qu'une loi de type Lommel-Seeliger ou lunaire permet de normaliser l'essentiel des variations photométriques de la surface de Titan à 5 μm (Cornet *et al.*, 2012a). Les observations globales suggèrent en revanche que la surface de Titan posséderait un comportement plutôt lambertien à 5 μm (Le Mouélic *et al.*, 2012a). Afin d'aboutir à une loi photométrique complète de la surface à 5 μm , il convient donc d'utiliser une loi empirique combinant à la fois l'aspect lambertien et l'aspect lunaire de la surface de Titan. Une telle loi empirique existe déjà : c'est la loi Lambert lunaire (Buratti et Veverka, 1983), qui relie ces deux comportements, lambertien et lunaire, à travers un facteur A pondérant l'un par rapport à l'autre. Cette loi s'exprime par :

$$\left(\frac{I}{F}\right)_{\text{mes}} = \left(\frac{I}{F}\right)_{\text{surf}} \left[A \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g) + (1 - A) \mu_0 \right] \quad (13.1)$$

Afin de justifier l'utilisation de ce type de loi, la dispersion des valeurs de $(I/F)_{\text{mes}}$ dans une zone de la mosaïque globale à $(I/F)_{\text{surf}}$ constant, doit être inférieure à celle utilisant la loi de Lambert. De ce fait, le coefficient de corrélation R^2 entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et le facteur photométrique Lambert lunaire doit être supérieur au coefficient de corrélation R^2 entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et le μ_0 . L'écart-type relatif σ_r de la portion de mosaïque corrigée par la loi Lambert lunaire doit être en théorie inférieur à celui de la mosaïque corrigée par la loi de Lambert.

Le Tableau 13.1 présente les écart-types relatifs dans les images corrigées par les lois photométriques de Lambert, de Lommel-Seeliger et Lambert lunaire, ainsi que les coefficients de corrélation entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et le facteur photométrique considéré. Le calcul du facteur A optimum de la loi Lambert lunaire s'effectue par minimisation de l'écart-type de l'image corrigée. Il sera par la suite calculé afin de trouver le facteur A maximisant la corrélation entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et le facteur photométrique Lambert lunaire.

Lorsque $A = 0$, la loi Lambert lunaire devient simplement la loi de Lambert. Lorsque $A = 1$, la loi Lambert lunaire devient la loi de Lommel-Seeliger. Comme mentionné lors de l'approche globale de la photométrie de surface à 5 μm (cf Tableau 5.4), la loi de Lambert est corrélée aux variations de $(I/F)_{\text{mes}}$ ($R^2 > 0.8$) et diminue la dispersion des points après division par μ_0 . La loi de Lommel-Seeliger se révèle inappropriée quelque soit la fonction de phase, augmentant l'écart-type relatif des données (σ_r) et diminuant le coefficient de corrélation R^2 par rapport à la loi de Lambert. La loi de Lambert lunaire, lorsqu'elle est applicable ($A \neq 0$), possède des coefficients de corrélation R^2 avec le $(I/F)_{\text{mes}}$ relativement similaires au coefficient de corrélation entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ et la loi de Lambert. Cependant, l'utilisation de la loi Lambert lunaire permet de réduire l'écart-type relatif σ_r dans chaque image. La meilleure correction utilisant la loi Lambert lunaire (maximisant le R^2 et minimisant le σ_r) est toujours obtenue en utilisant une fonction de phase de type Rayleigh. D'après cette étude préliminaire, le comportement lambertien de la surface de Titan serait donc prépondérant par rapport au comportement lunaire, de l'ordre de 59 % dans l'hémisphère Nord et 88 % dans l'hémisphère Sud en utilisant la fonction de phase de Rayleigh.

TABLE 13.1 – Écart-type relatif et coefficients de corrélation linéaire entre le $(I/F)_{\text{mes}}$, la loi Lambert, la loi de Lommel-Seeliger et la loi Lambert lunaire pour deux zones de la mosaïque globale à $5 \mu\text{m}$ à $(I/F)_{\text{surf}}$ considéré comme constant.

Fonction de phase $P(g)$	A optimum	σ_r	Coefficient de corrélation R^2	R^2/R^2_{Lambert}
<i>Zone test dans l'hémisphère Nord</i>				
<i>Loi de Lambert</i>	-	0,203	0,839	-
<i>Loi de Lommel-Seeliger</i>				
Sans	-	0,243	0,701	0,835
Rayleigh	-	0,230	0,781	0,931
Hapke (1963)	-	0,228	0,784	0,934
Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	-	0,276	0,626	0,746
<i>Loi Lambert lunaire</i>				
Sans	0,187	0,195	0,840	1,002
Rayleigh	0,413	0,169	0,862	1,027
Hapke (1963)	0,580	0,185	0,829	0,988
Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	0,000	0,203 (= Lambert)	0,839 (= Lambert)	1,000
<i>Zone test dans l'hémisphère Sud</i>				
<i>Loi de Lambert</i>	-	0,275	0,888	-
<i>Loi de Lommel-Seeliger</i>				
Sans	-	0,395	0,664	0,748
Rayleigh	-	0,387	0,631	0,710
Hapke (1963)	-	0,384	0,634	0,714
Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	-	0,438	0,591	0,666
<i>Loi Lambert lunaire</i>				
Sans	0,000	0,275 (= Lambert)	0,888 (= Lambert)	1,000
Rayleigh	0,120	0,267	0,895	1,008
Hapke (1963)	0,260	0,278	0,879	0,990
Henye-Greenstein, $\xi = -0,37$	0,000	0,275 (= Lambert)	0,888 (= Lambert)	1,000

La Fig. 13.1 représente les graphiques de dispersion de points illustrant la corrélation entre le $(I/F)_{\text{mes}}$ à $5 \mu\text{m}$ et les lois de Lambert et Lambert lunaire pour la zone test de l'hémisphère Nord. On constate clairement un resserrement et une linéarisation des nuages de points en utilisant la loi Lambert lunaire, exprimée par une augmentation du coefficient de corrélation par rapport au cas Lambert. Les points attribués hors tendances dans la Section 5.4 sont nettement séparés des nuages de points principaux. En isolant ces points et en recalculant le coefficient de corrélation, nous trouvons des valeurs de R^2 proches de 0,9 dans la zone test de l'hémisphère Nord (contre des valeurs de R^2 d'environ 0,84 en éliminant la majorité de ces points).

La mosaïque globale corrigée par la fonction Lambert lunaire utilisant une fonction de phase de type Rayleigh, comparée à la mosaïque globale brute puis corrigée en utilisant la loi de Lambert, est représentée sur la Fig. 13.2. On constate une nette amélioration générale de la mosaïque VIMS globale à $5 \mu\text{m}$ dans après une correction par une loi de type Lambert et Lambert lunaire. La plupart des fortes coutures présentes aux latitudes Sud et aux basses et moyennes latitudes Nord dans la mosaïque VIMS brute sont atténuées après correction par une loi de type Lambert ou Lambert lunaire. Quelques zones possèdent tout de même encore des artefacts importants. Elles se situent essentiellement aux hautes latitudes Nord qui apparaissent avec plus de valeurs de $(I/F)_{\text{mes}}$

saturées après correction par le facteur géométrique de Lambert (μ_0) que dans la mosaïque brute. Cette augmentation des valeurs de $(I/F)_{\text{mes}}$ au Nord semble mieux corrigée par une loi de type Lambert lunaire. Toutefois, on peut noter la présence de quelques coutures dans cette portion de mosaïque corrigée par la loi Lambert lunaire qui n'existaient pas avant correction.

La loi Lambert lunaire obtiendrait donc de meilleurs résultats aux hautes latitudes que la loi de Lambert. Aux moyennes et basses latitudes Nord et Sud, les résultats des deux corrections seraient relativement comparables. On notera une homogénéité plus forte de la surface à 5 μm par l'utilisation d'une loi de Lambert. Cependant, certaines zones possédant des coutures avec l'utilisation de la loi de Lambert n'en possèdent plus en utilisant la loi Lambert lunaire (ex : survol de Tui Regio, partie Ouest de Belet). Il n'est donc pas aisé de trancher entre ces deux corrections visuellement. Aux basses latitudes Sud, la mosaïque corrigée par la loi Lambert lunaire présente une homogénéité plus forte que la mosaïque brute ou corrigée par la loi de Lambert. Une meilleure détermination de la loi photométrique de la surface, en s'appuyant par exemple sur une loi de type Lambert lunaire comme exposée dans cette Section, pourrait donc aboutir à une meilleure cartographie de la surface de Titan.

J'ai essayé dans ce travail très préliminaire de pondérer l'influence de ces deux lois photométriques de manière simple, en utilisant une loi empirique de type Lambert lunaire. Je montre qu'une telle loi, appliquée sur une mosaïque VIMS globale à 5 μm permet d'améliorer relativement les corrections photométriques effectuées par l'utilisation de la loi de Lambert si l'on tient compte de la nette amélioration des observations aux hautes latitudes Nord notamment. Le critère que j'ai développé, basé sur le calcul de l'écart-type d'une portion d'image à albédo supposé constant et du coefficient de corrélation entre la portion d'image brute et le facteur photométrique considéré, semble aussi montrer une amélioration des images globales en utilisant une loi de type Lambert lunaire.

Malgré tout, ces observations restent à tester dans des travaux futurs sur des observations plus locales. Un raffinement des lois photométriques purement empiriques que nous avons estimées les meilleures pour la surface est aussi nécessaire afin de corriger tous les artéfacts résiduels présents dans les images. La loi de type Lommel-Seeliger utilisée dans la loi Lambert lunaire pourra aussi être remplacée par une loi semi-empirique de type [Hapke \(1993\)](#) (réflectance bidirectionnelle) plus complexe et tenant compte des effets de diffusion multiple, de l'effet d'opposition, de la rugosité macro/microscopique (...) de la surface de Titan. Quelques travaux basés sur l'étude des données DISR acquises au niveau du site d'atterrissage du module Huygens tentent d'estimer les paramètres nécessaires au calcul d'une fonction de type [Hapke \(1993\)](#) pour Titan ([Schröder et Keller, 2009](#)).

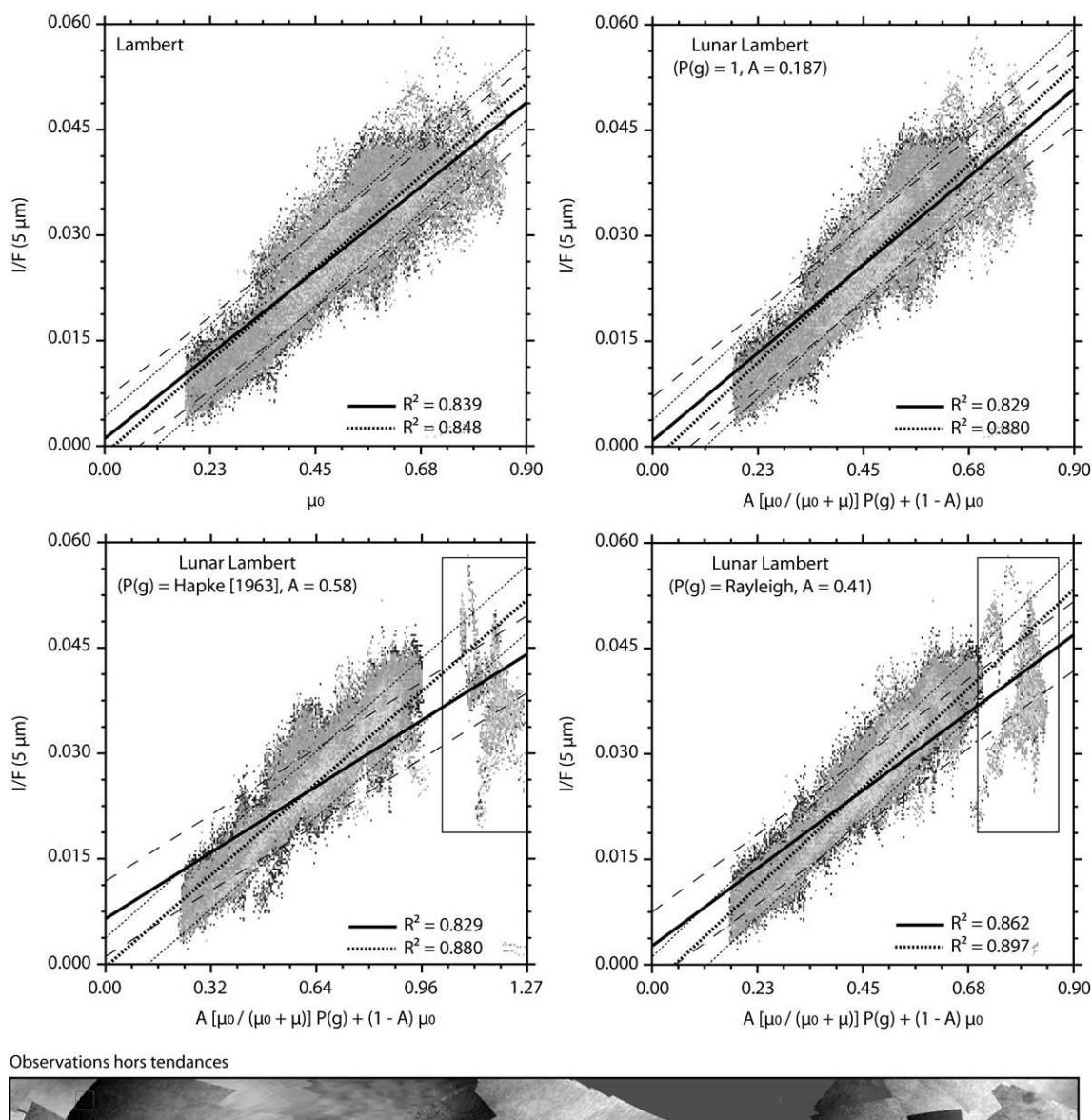


FIGURE 13.1 – Graphiques de dispersion des points de l’image dans la zone test à albédo supposé constant dans l’hémisphère Nord en fonction de différentes fonctions photométriques et droites de corrélation associées (droites en gras). Les valeurs du paramètre A de la loi Lambert lunaire sont calculées afin de minimiser les variations dans cette portion de mosaïque. Les points éloignés de la tendance générale des courbes photométriques n’appartiennent qu’à une observation VIMS particulière. Une seconde droite de corrélation (et un second coefficient de corrélation) est calculée en ne tenant pas compte de ces points (droites en pointillés gras). Les droites en tirets et en pointillés fins représentent l’erreur sur la position verticale de la droite ($\pm 1\sigma$).

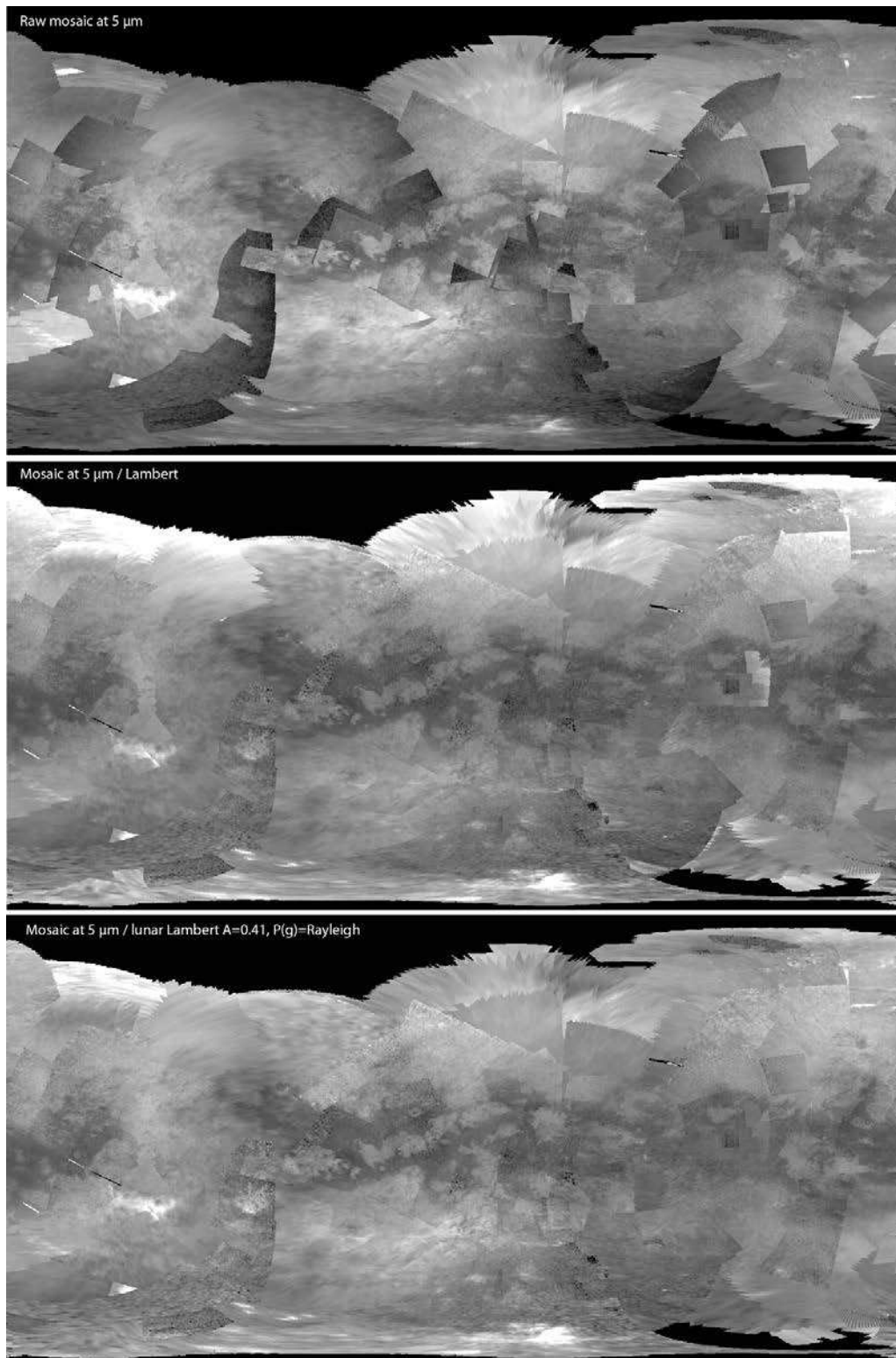


FIGURE 13.2 – Mosaïque globale à $5\ \mu\text{m}$ brute, puis corrigée par la loi Lambert et par la loi Lambert lunaire incluant la fonction de phase de Rayleigh. L'ajustement du contraste est effectué de manière identique sur les trois images (même zone, même type d'amélioration de contraste).

13.2 Vers une méthode de compensation des effets atmosphériques plus précise

Des améliorations pourront aussi être apportées à la correction empirique de l'atmosphère. Le stade initial de cette correction était d'utiliser le fond des bandes d'absorption du méthane pour évaluer la contribution de la diffusion atmosphérique dans les spectres de la surface de Titan ([Le Mouélic *et al.*, 2010](#)). J'ai proposé une amélioration de la méthode de correction empirique des effets atmosphériques basée sur les images acquises par VIMS dans les ailes des fenêtres atmosphériques, qui représenteraient l'intégration de tous ces effets sur la quasi totalité de l'atmosphère ([Cornet *et al.*, 2012a](#)). Nous avons appliqué cette méthode sur les mosaïques globales et prouvé que celle-ci fonctionne ([Le Mouélic *et al.*, 2012a](#)).

Une meilleure estimation des coefficients d'amplification de la diffusion atmosphérique k permettrait de diminuer l'existence des coutures rédisuelles dans les images VIMS corrigées par la méthode actuelle. Une comparaison de nos valeurs de k avec des valeurs de diffusion issues de modèles de transfert radiatif permettrait aussi d'apporter de nouvelles contraintes à ces modèles et à notre méthode de correction des données. Nous négligeons aussi les effets d'absorption atmosphérique par les gaz et les aérosols au sein des fenêtres atmosphériques. Ceci est une approximation qui permet de simplifier la correction mais qui est probablement à mieux contraindre d'après les estimations d'opacité des gaz ([Clark *et al.*, 2010](#)). L'inclusion d'une correction des effets atmosphériques dans un schéma de diffusion multiple entre la surface et l'atmosphère résulterait en la présence de termes couplés surface/atmosphère dans l'équation du transfert radiatif. Ces termes couplés empêcheraient le retrait simple par soustraction de la diffusion atmosphérique et nécessiteraient une bonne connaissance des paramètres photométriques de l'atmosphère et des aérosols, ainsi que des opacités des gaz et des aérosols aux longueurs d'ondes utilisées. Nous pourrions alors inclure la fonction de phase des aérosols évaluée à partir [Tomasko *et al.* \(2008\)](#) et les possibles opacités déduites ([Clark *et al.*, 2010](#)). Bien que relativement satisfaisante, avec notamment la possibilité d'imager des zones de la surface auparavant invisibles dans les images ([Cornet *et al.*, 2012a](#)), la correction des effets atmosphériques dans les données VIMS pourrait donc encore bénéficier d'améliorations.

Conclusion générale

Conclusion générale

Des lacs sur Titan

En 2005-2006, des structures arrondies sombres ou brillantes commencent à apparaître dans les images infrarouges (McEwen *et al.*, 2005; Porco *et al.*, 2005; Turtle *et al.*, 2009) et RADAR (Stofan *et al.*, 2007; Lopes *et al.*, 2007; Hayes *et al.*, 2008) de Titan acquises par les instruments de la sonde Cassini. Ces structures se concentrent dans les régions polaires planes de Titan, et principalement dans les régions polaires Nord. D'autres structures sombres aux contours dendritiques, irréguliers, sont vues à la fois au RADAR (Lopes *et al.*, 2007) et en infrarouge (Hayes *et al.*, 2008; Turtle *et al.*, 2009) et sont confinées aux très hautes latitudes Nord. Leur extension spatiale est bien plus grande que celle des structures arrondies précédentes, mesurant plusieurs centaines de kilomètres de large. Compte tenu de la possibilité de maintenir le méthane et l'éthane, présents dans l'atmosphère de Titan, à l'état liquide métastable à la surface de Titan, comme l'eau sur Terre, ces structures ont été interprétées comme des mers, des lacs et des dépressions topographiques asséchées (Lopes *et al.*, 2007).

Après ces découvertes, il est admis que les lacs du Nord soient connectés entre eux à travers la présence d'un alcanofère circulant au sein d'une subsurface poreuse et alimentant parfois les dépressions topographiques en hydrocarbures liquides lorsque leur fond est situé sous le niveau de l'alcanofère (Hayes *et al.*, 2008). En revanche l'origine des dépressions topographiques accueillant les lacs n'est pas déterminée. Les origines possibles incluent des processus de cratérisation (cratères d'impacts), d'effondrement volcanique (calderas, maars), de fonte (thermokarst) et de dissolution (dolines, pans) de la surface.

Ontario Lacus : un lac éphémère évaporitique situé dans une dépression karstique

Afin d'explorer le fonctionnement de ces lacs et l'origine des dépressions topographiques dans lesquelles ils se trouvent, j'ai étudié en détail la géologie d'Ontario Lacus, la plus grande dépression lacustre de l'hémisphère Sud de Titan. Ce choix a été motivé par la possibilité d'effectuer une étude couplant des données optiques (ISS et VIMS) et RADAR (altimétrie, puis imagerie SAR à partir de 2009). Ce type d'études couplées imagerie infrarouge/radar était impossible au niveau des dépressions lacustres polaires Nord en 2009 à cause de la persistance du nuage polaire Nord, qui n'a commencé à migrer et à dévoiler la surface de Titan en infrarouge dans ces régions qu'en 2010. L'étude d'Ontario Lacus a nécessité le développement d'une méthode de correction empirique des données VIMS afin de pouvoir observer la surface à travers l'atmosphère et en déduire

une interprétation géomorphologique (Cornet *et al.*, 2012a; Le Mouélic *et al.*, 2012a).

Ce travail m'a permis de montrer qu'Ontario Lacus est une dépression topographique de quelques mètres de profondeur pour une étendue mesurant environ 230×75 km. Elle possède un bord plutôt convexe et un autre plutôt concave, l'ensemble de la dépression possédant une forme relativement arrondie. Elle est située dans le fond d'un bassin sédimentaire de plusieurs centaines de kilomètres de diamètre, et bordé par de petites montagnes au Nord et au Nord-Est de seulement quelques centaines de mètres de hauteur par rapport au niveau de la plaine. Cette même plaine contient des chenaux et des petites dépressions lacustres, ce qui en fait une plaine alluviale. Compte tenu des contraintes climatiques globales, cet environnement serait situé sous un climat relativement aride, où les précipitations se produiraient lors d'événements ponctuels intenses.

Depuis sa découverte, Ontario Lacus est classiquement interprété comme une dépression topographique complètement couverte par des hydrocarbures liquides (Brown *et al.*, 2008; Barnes *et al.*, 2009a; Wye *et al.*, 2009; Hayes *et al.*, 2010). Cependant, la présence de chenaux vus à l'intérieur de la dépression topographique à la fois dans l'infrarouge et aux micro-ondes semblerait indiquer une couverture liquide seulement partielle du fond très plat de la dépression topographique. Cette hypothèse est compatible avec de récentes modélisations du signal radar au-dessus d'Ontario Lacus (Wye, 2011). L'exposition de sédiments plus ou moins secs couvrant le fond de cette dépression pourrait ainsi mener à l'accumulation de matériaux le long de son bord convexe sous l'action du vent, créant ainsi potentiellement des dunes.

Ces caractéristiques géomorphologiques et climatiques ont servi de base à une analogie entre Ontario Lacus et les environnements terrestres de playas (Lorenz *et al.*, 2010a). Les playas sont des environnements de dépôt évaporitique où les eaux chargées en sels s'évaporent sous l'effet d'un climat aride. Elles ne sont pas spécialement associées à des topographies remarquables et on en trouve sur Terre dans de nombreux contextes morphologiques et structuraux (plaines arides, interdunes, bassins intramontagneux, cratères d'impact, lagunes littorales...). Une autre analogie possible entre Ontario Lacus et des dépressions lacustres terrestres est celle que je privilégie ici, avec les pans des environnements arides et semi-arides terrestres, initialement proposés comme analogues des dépressions lacustres situées dans les plaines de l'hémisphère Nord de Titan (Bourgeois *et al.*, 2008).

Les pans sont des dépressions karsto-évaporitiques closes à bords topographiques marqués de quelques mètres de hauteur. Leur diamètre mesure quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Les pans possèdent un fond très plat et se développent en milieu relativement aride sous l'action de la dissolution régressive d'une couche géologique superficielle et soluble dans l'eau lorsque la nappe phréatique, située habituellement à quelques décimètres ou à quelques mètres sous la surface, affleure en surface. L'analogie entre Ontario Lacus et ce type de structures est particulièrement pertinente, à la fois du point de vue de la dimension des objets, de leur forme et du climat sous lequel ils se développent, si l'on se réfère au pan d'Etosha, situé dans le bassin sédimentaire d'Owambo en Namibie. L'analogie entre Ontario Lacus et le pan d'Etosha impliquerait donc que la dépression topographique dans laquelle se trouve Ontario Lacus se serait formée par dissolution régressive d'une couche superficielle soluble dans le méthane et l'éthane liquides (Cornet *et al.*, 2012a). L'accumulation en surface d'hydrocarbures solides produits dans

l'atmosphère de Titan et solubles dans ces liquides est théoriquement possible, ce qui renforce la pertinence de l'analogie. Une autre origine de la couche soluble pourrait résider dans la cristallisation évaporitique, en surface ou dans la proche subsurface, composés solubles sous l'effet d'un climat aride à semi-aride, comme c'est le cas pour les calcrètes du bassin d'Owambo. De plus, les terrains labyrinthiques imagés au RADAR et se situant aux mêmes latitudes qu'Ontario Lacus évoqueraient des analogies avec des karsts terrestres, morphologies formées par dissolution des carbonates (Malaska *et al.*, 2010).

Cette hypothèse de formation d'Ontario Lacus implique que le contour d'Ontario Lacus, tel qu'il est imagé par les instruments VIMS, ISS et RADAR de la sonde Cassini, est une bordure topographique plutôt qu'une limite entre un corps liquide et un corps solide. À ce titre, sa localisation devrait rester stable dans le temps, à l'échelle temporelle des observations de Cassini. Or, Hayes *et al.* (2011) et Turtle *et al.* (2011c) ont mis en évidence la présence de potentiels changements de surface en 4 ans d'observations, qui peuvent être interprétés comme des changements position de ce contour, en lien avec une évaporation des liquides de l'ordre de 1 m/an. Je démontre ici, à partir des mêmes jeux de données, agrémentés de nouvelles données (VIMS T51, acquises en 2009, et RADAR T65, acquises en 2010), qu'il n'est en réalité pas possible de mesurer de changements dans la position du contour d'Ontario Lacus à partir des jeux de données actuels étant donné leur résolution spatiale réelle et les artéfacts présents dans les images (Cornet *et al.*, 2012b).

Dissolution et évaporation : des processus d'évolution morphologique actifs à l'échelle globale sur Titan

Les dépressions lacustres de Titan ont des formes arrondies à lobées, ne sont pas interconnectées par des réseaux hydrographiques de surface et sont situées dans des régions planes. Les analogues terrestres de ces dépressions doivent donc rassembler ces caractères. L'étude géomorphologique d'Ontario Lacus suggère un mécanisme de formation karsto-évaporitique. Afin d'estimer si un tel mécanisme semble plus approprié pour former l'ensemble des dépressions lacustres de Titan que les mécanismes volcaniques, thermokarstiques ou karstiques proposés dans des études antérieures, je me suis intéressé à ces autres analogies possibles et à leurs implications pour la surface de Titan. L'observation de dépôts brillants en infrarouge autour des lacs et dans certaines dépressions vides semble aussi indiquer une influence d'une cristallisation évaporitique de composés initialement dissous dans les liquides (Barnes *et al.*, 2011a).

Les petites dépressions lacustres circulaires seraient morphologiquement comparables à des calderas et des maars terrestres remplis ou non par des lacs (Mitchell *et al.*, 2007; Wood *et al.*, 2007). Suivant cette analogie, les dépressions lacustres de Titan devraient posséder des escarpements surélevés par rapport à la plaine alentour. Le processus de formation des maars est particulièrement intéressant puisque la présence d'un alcanofère jouerait un rôle clé dans leur développement si celui-ci réagit de manière identique aux nappes phréatiques terrestres au contact d'un magma chaud remontant le long de fissures. Il faut cependant noter que l'absence de détection formelle d'autres structures cryovolcaniques sur Titan ne joue pas spécialement en faveur d'une telle hypothèse de développement des petites dépressions lacustres. Si un tel mécanisme existe sur

Titan, son influence dans la formation de dépressions lacustres serait plutôt marginale.

D'autres mécanismes de formation de dépressions sur Terre sont probablement plus appropriés pour expliquer la morphologie des dépressions lacustres observées sur Titan. La morphologie des dépressions lacustres de formes circulaires à lobées serait compatible avec celle de dépressions thermokarstiques terrestres, accueillant ou non des lacs (Kargel *et al.*, 2007; Mitchell *et al.*, 2007; Harrisson, 2012). Cette analogie requiert la présence d'un pergélisol enrichi en glace de méthane (les autres hydrocarbures étant peu volatiles en surface) qui subirait des cycles de gel/dégel. La formation d'un pergélisol requiert des températures annuelles moyennes en-dessous de la température de fusion du méthane (ou de l'éthane, bien que nettement moins volatile), ce qui semble peu adapté aux températures actuelles sur Titan. De plus, les estimations des variations temporelles d'insolation durant les derniers 100 000 ans, et par extension, de température de surface ne semblent pas favoriser l'hypothèse d'un pergélisol hérité d'une période passée plus froide (Aharonson *et al.*, 2009). Enfin, l'existence de dépressions thermokarstiques requiert la déstabilisation d'un pergélisol sur des échelles de temps géologiques (glaciations), saisonnières (été/hiver) et/ou diurnes. Or, les variations de températures diurnes et saisonnières enregistrées sur Titan semblent très faibles (quelques degrés), à la fois actuellement, mais aussi sur de plus longues périodes de temps (Aharonson *et al.*, 2009), ce qui implique qu'une déstabilisation d'un pergélisol, quelque soit les échelles de temps, serait peu probable. Cependant, du fait de l'absence de modèles de formation/déstabilisation d'un pergélisol titanien, il est encore prématuré d'exclure complètement l'hypothèse thermokarstique.

La morphologie des dépressions lacustres de Titan serait aussi comparable avec celle de dépressions karstiques terrestres (Mitchell *et al.*, 2007). Cette comparaison implique la dissolution de la surface/sub-surface de Titan par un alcanofère de surface/sub-surface. L'existence d'une couche de surface composée de matériaux solubles dans le méthane et dans l'éthane liquides est requise. La solubilité des hydrocarbures solides dans du méthane et de l'éthane liquides n'est plus à prouver (Raulin, 1987; Dubouloz *et al.*, 1989; Cordier *et al.*, 2009; Malaska *et al.*, 2011b). De plus, les modèles photochimiques (Yung *et al.*, 1984; Lara *et al.*, 1996; Lavvas *et al.*, 2008a,b; Krasnopolsky, 2009) prédisent que des hydrocarbures solides formés dans l'atmosphère peuvent sédimenter à la surface de Titan. Cette accumulation pourrait aboutir à la formation d'une couche de surface soluble, bien que les épaisseurs que j'ai estimées soient relativement faibles par rapport au temps de dépôt. Cette hypothèse requiert la présence d'un climat plutôt aride pour ne pas dissoudre entièrement la couche soluble au fur et à mesure de sa formation. Un alcanofère doit aussi exister à proximité de la surface topographique afin d'affleurer dans les dépressions lacustres et de poursuivre leur dissolution latérale. Ce mécanisme semble probable à la surface de Titan, d'autant plus que des morphologies autres que les dépressions lacustres semblent indiquer la présence de potentiels reliefs karstiques (Malaska *et al.*, 2010).

La présence de dépôts brillants en infrarouge autour de certains lacs et au sein de certaines dépressions vides semblerait comparable à des phénomènes de dépôt évaporitique rencontrés dans les milieux arides terrestres de playas (Barnes *et al.*, 2011a). Selon cette hypothèse, les composés initialement dissous dans le méthane et l'éthane liquides cristalliseraient en surface ou dans la proche subsurface, durant l'évaporation des liquides sous l'effet d'un climat aride. Cette hy-

pothèse permet d'expliquer le fonctionnement « hydrologique » des lacs de Titan et la formation des dépôts sédimentaires qui leur sont associés, mais elle n'explique pas l'origine des dépressions dans lesquelles ils se trouvent.

L'hypothèse de formation des dépressions lacustres par des processus karsto-évaporitiques a l'intérêt d'expliquer à la fois la formation des dépressions topographiques et l'existence de dépôts évaporitiques, par un mécanisme couplé de dissolution/cristallisation évaporitique. La couche géologique subissant la dissolution pourrait avoir diverses origines, incluant une origine évaporitique (cristallisation des composés dissous sous l'effet d'un climat aride) et/ou une origine atmosphérique par sédimentation des hydrocarbures solides produits dans l'atmosphère. La dissolution de cette couche géologique se produirait lorsque la surface d'un alcanofère, habituellement situé à faible profondeur, affleurerait à la surface dans les dépressions, par exemple à la suite d'événements pluvieux. Cette hypothèse semble donc très probable pour expliquer la formation des dépressions lacustres de Titan, et permettrait d'expliquer la présence de dépressions partiellement couvertes par des lacs dans des environnements très plats.

Le climat peut être une source d'informations pour contraindre les mécanismes de formation les plus probables des dépressions lacustres de Titan, à savoir, les mécanismes thermokarstiques, karstiques et karsto-évaporitiques. Le développement de dépressions thermokarstiques requiert un climat de type périglaciaire présentant des variations de températures journalières, saisonnières ou à des échelles de temps géologiques. Le développement de dépressions karstiques requiert un climat aride à humide, le degré de maturation du karst dépendant de ce facteur. Le développement de dépressions karsto-évaporitiques requiert la présence d'un climat aride à semi-aride, où l'évaporation potentielle excède les précipitations moyennes qui s'organisent en événements rares et intenses.

J'ai donc mené une étude des estimations des taux d'évaporation potentielle et de précipitation sur Titan. J'ai comparé les caractéristiques du climat de Titan (équilibre précipitation/évaporation potentielle, saisonnalité, températures) avec les caractéristiques des climats terrestres selon trois classifications : une classification générale des climats (Köppen, 1931; Geiger, 1961), une classification basée sur le calcul d'un indice d'aridité (UNEP, 1992) et une classification des climats périglaciaires (French, 2007). Le calcul de l'indice d'aridité du climat de Titan semble indiquer une aridité généralisée (climats de type hyper-arides à semi-arides) à l'exception des hautes latitudes, où l'indice d'aridité, moins contraint, semble indiquer la possibilité d'un climat plus humide. La saisonnalité estimée sur Titan est caractérisée par un hiver sec et un été pluvieux, où les précipitations s'organisent en événements rares et intenses. Les climats à très fortes variations de températures et à très basses températures moyennes semblent incompatibles avec les estimations de températures sur Titan. Par conséquent, suivants ces trois classifications, les climats les plus analogues au climat de Titan seraient les climats arides, et certains climats équatoriaux et tempérés. Il n'existe pas de dépressions thermokarstiques sous ces climats, mais uniquement des playas et des pans dans les environnements à tendance aride, et des karsts dans les environnements à tendance plus humide. Le climat estimé sur Titan semble donc en accord avec l'hypothèse de dissolution de la surface, tout comme la morphologie des dépressions lacustres. On pourra noter la nécessité de contraintes supplémentaires afin d'estimer au mieux son aridité, en particulier aux

hautes latitudes.

Évolution morphologique et climat : nécessité de mesures expérimentales et de cartes géomorphologiques globales

L'étude climatique a mis en évidence le manque de contraintes des modèles pour estimer les taux de précipitation et surtout d'évaporation potentielle sur Titan, en particulier aux hautes latitudes. Des contraintes supplémentaires sont donc nécessaires à ces modèles, en particulier des contraintes expérimentales sur les taux d'évaporation des liquides dans les conditions de la surface de Titan. J'ai donc contribué au développement d'un module de simulation expérimentale des conditions pression/températures sur Titan ([Wasiak et al., 2012a](#)) ainsi qu'à l'acquisition des premiers taux d'évaporation de liquides à base de méthane dans les conditions du site d'atterrissage du module Huygens ([Luspay-Kuti et al., 2012](#)). Ces mesures semblent indiquer une évaporation contrôlée au sein du module par la flottabilité et la diffusion du méthane dans une atmosphère de diazote. Ces influences ne sont que rarement prises en compte dans les modèles, favorisant une évaporation dominée par l'influence de l'insolation et d'éventuels vents. Des mesures sur les propriétés spectrales des composés synthétisés dans le module sont aussi acquises. Ces mesures spectrales seront comparées aux spectres VIMS afin de procéder à d'éventuelles détections d'hydrocarbures à la surface de Titan. En particulier, une détection systématique d'acétylène, à partir d'un spectre d'acétylène synthétisé en laboratoire, sera effectuée sur l'ensemble de l'archive VIMS.

L'amélioration de la cartographie VIMS, par la correction des artefacts atmosphériques et photométriques résiduels, pourrait permettre d'affiner ces détections de composés à partir des spectres de laboratoire. Elle permettrait aussi de meilleures interprétations des structures de surface vues dans les données VIMS, en particulier aux hautes latitudes Nord et Sud où les corrections actuelles ne permettent pas une vision nette de la surface sans coutures.

Ces nouvelles cartographies VIMS pourraient ensuite être utilisées dans des études couplées VIMS/RADAR de formes de la surface de Titan, et en particulier de formes du paysage exhibant une érosion intense de la surface, potentiellement conduite par des mécanismes de dissolution de la surface. Quelques zones, autres qu'Ontario Lacus ([Cornet et al., 2012a](#)) ou Sikun Labyrinthus ([Malaska et al., 2010](#)), ont déjà été mise en évidence comme candidats potentiels de morphologies de dissolution jalonnant les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Sud. La répartition en latitude de ces potentiels analogues de régions karstiques ou karsto-évaporitiques terrestres sera aussi étudiée afin de mettre en évidence la présence d'une couche de surface soluble à l'échelle locale, régionale ou globale.

En conclusion, malgré toutes les différences opposant *a priori* la Terre et Titan, à la fois du point de vue des températures et de la composition de la surface, des paysages curieusement très similaires sont observés sur ces deux corps planétaires, distants d'environ 1,5 milliards de kilomètres. Cette similarité s'exprime notamment par l'existence de lacs et de mers, ce qui rend Titan à la fois si unique dans le Système Solaire et cependant si familier. Titan est ainsi un monde probablement aride à semi-aride où la dissolution et l'évaporation jouent un rôle prépondérant dans le façonnement de la surface, comme dans certaines régions sur Terre.

Annexes

Annexe A

Traitement des données RADAR de la sonde Cassini et implémentation sous SIG

Les données de l'instrument RADAR de la sonde Cassini acquises sur Titan et utilisées durant cette thèse sont disponibles sur le site du *Planetary Data System* (PDS, <http://pds.jpl.nasa.gov/index.html>), dans l'onglet *Imaging Node*. Ces données sont généralement dans le domaine public 6 mois après chaque survol, sous forme d'archives dont le détail est donné dans le Tableau A.1.

L'ensemble des archives RADAR de la sonde Cassini concernant les survols de Titan est maintenant stocké dans le dossier /data/RADAR/SAR/ du serveur Planet Center 2 au LPGNantes. Les données y sont organisées par numéro de survol. Dans toutes les archives des survols se trouve un dossier appelé /EXTRA, dans lequel un fichier TITAN_SEQUENCE_DESIGN_MEMO.pdf résume les opérations effectuées par l'instrument RADAR durant le survol ainsi que quelques caractéristiques des données acquises (configuration des observations, résolution spatiale des données, ordre d'observation des différents instruments, ...).

Afin de réaliser des travaux de cartographie, nous avons intégré les données RADAR sous SIG avec ArcGIS. Les principales données utilisées sont les données SAR des dossiers BIDR. Les traces altimétriques des dossiers ASUM ainsi que les données SAR Topo calculées par Bryan Stiles ont aussi été intégrées aux SIG afin d'apporter une information concernant l'altitude des terrains sur Titan. L'ensemble de ce travail s'est réalisé dans la continuité du travail effectué par Lucille Le Corre (ancienne doctorante du LPGNantes), avec une réintégration complète des traces SAR et des données de topographie dans un nouveau SIG plus complet. L'essentiel des reprojections des traces SAR a été effectuée par Axel Lefèvre (doctorant au LPGNantes).

TABLE A.1 – Description des archives Cassini/RADAR. D’après [Le Corre \(2009\)](#).

Nom du dossier	Description
Short Burst Image Data Record (SBDR)	Télémétrie du RADAR, informations de géométrie et données calibrées classées par séquences de <i>RADAR burst</i>
Long Burst Data Record (LBDR)	Données SBDR et échos RADAR des modes actifs seulement en fonction du temps
Altimetry Burst Data Record (ABDR)	Données SBDR acquises en mode altimètre seulement et profil altimétrique
Altimetry Burst data Record Summary (ASUM)	Toutes les informations d’altimétrie sous forme de profils, incluant les profils altimétriques (diverses corrections) et le profil de rétrodiffusion radar le long du profil altimétrique
Basic Image Data record (BIDR)	Données brutes et traitées du mode SAR du RADAR en images

A.1 Les données Cassini/RADAR en mode SAR

A.1.1 Description

Au sein d'un dossier BIDR, les données sont organisées selon les paramètres d'acquisition de la trace RADAR. Toutes ces informations sont détaillées dans le descriptif des données BIDR (Stiles, 2008a). Elles sont aussi résumées dans le nom de chaque trace RADAR comme suit :

- Jeu de données BIDR : **BI**
- Types de données :
 - **F** : données primaires σ^0 corrigées de l'angle d'incidence et du bruit, au format flottants 32-bit (échelle de valeurs linéaire, pas en dB).
 - **B** : données primaires σ^0 représentant les valeurs converties en dB et normalisées entre 0 et 255, au format bytes non signés.
 - **S** : valeurs de σ^0 corrigées du bruit mais sans correction de l'angle d'incidence, au format flottants 32-bit (échelle de valeurs linéaire, pas en dB).
 - **U** : valeurs de σ^0 sans correction ni du bruit ni de l'angle d'incidence, au format flottants 32-bit (échelle de valeurs linéaire, pas en dB).
 - **E** : valeurs de l'angle d'incidence, au format flottants en degrés.
 - **T** : valeurs de latitude, au format flottants en degrés.
 - **N** : valeurs de longitude, au format flottants en degrés.
 - **M** : masque des faisceaux du RADAR, au format 8-bit.
 - **T** : nombre de vues, au format entiers 32-bit.
- Projection cartographique oblique cylindrique : **Q**.
- Échantillonnage spatial de la carte :
 - **B** : 2 pixels/degrés, soit 22 km/pixel à l'équateur.
 - **D** : 8 pixels/degrés, soit 5.5 km/pixel à l'équateur.
 - **F** : 32 pixels/degrés, soit 1.38 km/pixel à l'équateur.
 - **H** : 128 pixels/degrés, soit 0.34 km/pixel à l'équateur.
 - **I** : 256 pixels/degrés, soit 0.17 km/pixel à l'équateur.
- Valeur absolue de la latitude au centre du fichier, arrondie au degré.
- Hémisphère du centre de la trace :
 - **N** : Nord.
 - **S** : Sud.
- Valeur de la longitude ouest au centre de la trace, arrondie au degré.
- Numéro de l'archive RADAR.
- Numéro du survol.
- Numéro du segment de trace RADAR lorsque que plusieurs segments SAR ont été acquis.

Ainsi, une observation RADAR ayant pour nom BIBQI49N071_D035_T00AS01.IMG représentera un jeu de données BIDR, avec des données en dB normalisées entre 0 et 255, projetées selon un système de projection oblique cylindrique, dont l'échantillonnage spatial est de 256 pixels/degré, soit 0.17 km/pixel. Le centre de la trace RADAR sera situé à 49°N et 71°W. Les données seront celles acquises dans le 1er segment de trace SAR lors du survol TA, stockées dans l'archive CORADR numéro 35.

A.1.2 Traitements

Les données SAR nécessitent d'être reprojétées dans un système de projection cartographique conventionnel avant leur utilisation dans un SIG. Nous utilisons les données SAR BIB du dossier BIDR, donc converties en dB et de haute résolution spatiale (le plus bas échantillonnage spatial utilisé est celui des données BIBQF, correspondant à 32 pixels/degrés). Le logiciel qui a été utilisé pour leur traitement est ISIS 2, installé sur le serveur Planet Center 2 et dont des aides en ligne sont disponibles à <http://isis.astrogeology.usgs.gov/>. ISIS 2 se lance en tapant la commande TAE dans un terminal. Une série de quatre programmes est ensuite utilisée.

Ces quatre programmes sont nommés *rad2isis*, *lev2tolev2*, *geom* et *dform*. *rad2isis* sert à convertir les données du format PDS au format ISIS, *lev2tolev2* sert à créer un fichier contenant la projection géométrique à appliquer à l'image, *geom* sert à appliquer la transformation définie précédemment et *dform* sert à convertir le cube ISIS généré en format image exploitable dans un SIG (tiff ou jpeg). Les programmes ISIS se lancent dans le terminal TAE en tapant « t nom_du_programme ». Un exemple de traitement appliqué à une trace quelconque est détaillé ci-dessous. Toutes les informations entrées dans les programmes sont présentes dans les entêtes des fichiers BIDR.

A.1.2.1 Conversion des données du PDS au format ISIS : t rad2isis

```
FROM=/home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02.IMG
FROMLIST =
TO=/home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02_ISIS.IMG
TRANSTAB =
```

r (exécute la commande)

e (sort du programme)

A.1.2.2 Création du fichier de projection géométrique : t lev2tolev2

```
FROM=/home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02_ISIS.IMG
MAPPARS = Simp :180 (projection simple cylindrique centrée à 180° ; Orth :90 pour une projection orthographique centrée sur le Pôle Nord)
TARGDEF = titan
LATRANGE(0) = latitude minimale
```

LATRANGE(1) = latitude maximale
 LONRANGE(0) = longitude minimale
 LONRANGE(1) = longitude maximale
 KM = valeur du champ MAP_SCALE (généralement 0.17775)
 DEG =
 TFILE = /home/Cornet/pds/TA/tfile_BIBQI_TA.dat (fichier de déformation de l'image)
 LATSYS = OG (système de coordonnées en latitude planétographique)
 LONGSYS = 360 (système de coordonnées en longitudes 0° - 360°)
 TRIM = YES (coupe les bords de l'image pour réduire sa taille)

save (sauvegarde les réglages actuels en vue d'un éventuel problème)
r (exécute le programme)
e (sort du programme)

Par soucis d'homogénéité des projections, toutes les traces SAR ont été projetées en projection cylindrique simple (ou équidistante, ou plate carrée) centrée sur le méridien 180°. Il est cependant important de noter que certaines traces sont volumineuses en projection cylindrique. ISIS 2 ne permet pas de manipuler les traces SAR d'une taille supérieure à 2 GB. Les traces SAR les plus volumineuses ont donc été coupées en 2 morceaux (0° - 180° et 180° - 360°) afin de permettre leur traitement.

A.1.2.3 Application de la transformation géométrique : t geom

FROM = /home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02_ISIS.IMG
 TO = /home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02_ISIS_SIMP180.CUB
 TFILE = /home/Cornet/pds/TA/tfile_BIBQI_TA.dat
 DNINTERP = BILINEAR (NN pour Nearest Neighbor)
 MIN_VALS = 4
 WORK1 = valeur par défaut
 WORK2 = valeur par défaut

r (exécute la commande)
e (sort du programme)

A.1.2.4 Conversion au format image : t dform

FROM = /home/Cornet/pds/TA/BIBQI49N071_D035_T00AS01_V02_ISIS_SIMP180.CUB
 OTYPE = 1
 OSTR =
 OFROM = J pour jpeg, T pour tif
 JQUALITY = 100 (pas de dégradation de l'image jpeg)

GISWORLD = YES (création du géotiff ou du fichier *.jgw pour l'intégration sous SIG)

r (exécute la commande)

e (sort du programme)

Une fois l'image de la trace SAR générée avec ISIS dans un format intégrable par un logiciel SIG type ArcGIS, elle est stockée dans le répertoire /data/RADAR/SAR/numéro_du_survol de Planet Center 2, afin que n'importe quel utilisateur puisse avoir accès aux données. Tous les fichiers ayant servi à la création de l'image de la trace y sont rangés. Les données BIB sont aussi exploitables en dB en faisant la conversion suivante :

$$\text{image BIB (dB)} = 1,0000012 \cdot 10^{-1} \times \text{image BIB} - 20,100010.$$

A.2 Les données altimétriques et SAR Topo

Les données altimétriques sont contenues dans les dossiers ABDR et ASUM des archives RADAR. Les données des dossiers ASUM ont été utilisées. Ce sont des données pré-traitées, qui sont contenues dans un unique fichier *.csv et se présentent sous la forme d'une série de profils. Les différents champs du fichier sont décrits dans le Tableau A.2, issu de l'annexe D de [Stiles \(2008b\)](#). Les algorithmes utilisés pour générer ces données y sont eux aussi détaillés.

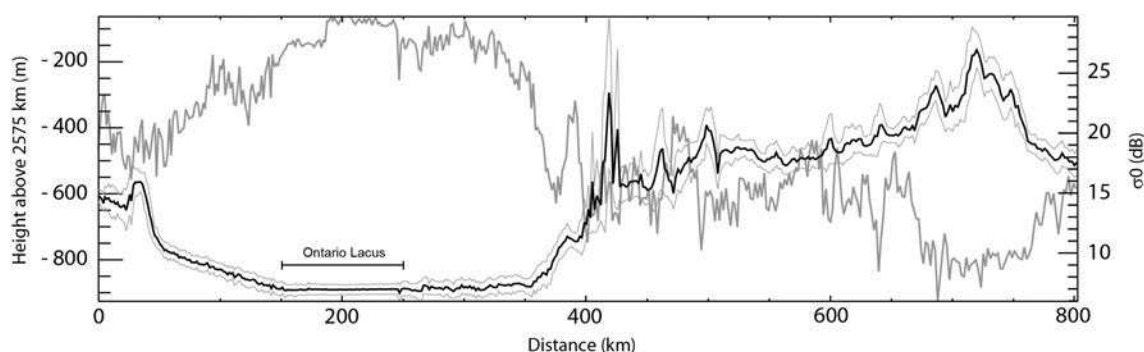


FIGURE A.1 – Profil altimétrique acquis à T49. Le profil altimétrique est représenté en noir, avec ses erreurs absolues (plus ou moins l'écart-type) en traits fins gris. L'amplitude de la rétrodiffusion radar σ^0 est représentée par le profil épais gris. L'amplitude montre la saturation de l'écho radar au dessus d'une partie d'Ontario Lacus, attribuée à une réflexion spéculaire sur une surface liquide par [Wye et al. \(2009\)](#).

Afin d'avoir quelques contraintes locales sur la topographie de Titan, nous avons utilisé les données appelées *Corrected first moment surface height*, qui représentent l'altitude de l'écho radar moyen. Des barres d'erreur doivent cependant être apposées à ces estimations. Une estimation simple de l'erreur absolue en chaque point peut être évaluée à partir du profil appelé *Height span of backscatter distribution* ("depth"), qui représente l'écart-type sur les données. On obtient alors le profil altimétrique, tenant compte des erreurs absolues sur l'altitude, illustré Fig. A.1 dans le cas

TABLE A.2 – Différentes variables des fichiers altimétriques pré-traités.

Nom du champ du fichier ASUM	Description	Unités
SAB Counter	-	comptes
Spacecraft Event Time (UTC) for beginning of burst	Date et heure du survol	sans unité
Time from closest approach	Temps avant le passage au plus près de Titan	secondes
Range to antenna boresight intercept with surface	1er moment de forme d'onde, sans correction de pointage hors nadir	mètres
Active Centroid Longitude (west 0-360)	Longitude	degrés
Active Centroid Latitude (west 0-360)	Latitude	degrés
Threshold surface height	Intervalle de seuil de détection	mètres
Maximum Likelihood Estimator (MLE) surface height	Altimétrie modélisée	mètres
First moment surface height	Centroïde de l'écho radar	mètres
Corrected first moment surface height	Centroïde de l'écho radar corrigé des angles d'observation hors nadir et de l'altitude	mètres
Height span of backscatter distribution ("depth")	Racine carrée du second moment central, écart-type sur les valeurs du centroïde	mètres
Skewness of backscatter distribution	Troisième moment central normalisé	sans unité
Incidence angle	Angle d'incidence	degrés
Sigma0	Estimation calibrée de l'amplitude du MLE	dB
SNR	Rapport signal-sur-bruit	dB
MLE fit quality	Différence entre les données et le modèle	%

de l'observation RADAR réalisée à T49 (21 Décembre 2008) passant au-dessus d'Ontario Lacus. Il est généralement considéré que la résolution verticale des données est comprise entre 35 et 50 m, avec une résolution horizontale de 10 km ([Zebker *et al.*, 2009a](#)).

Nous avons intégré les données SAR Topo calculées directement par Bryan Stiles et délivrées par l'intermédiaire de Sebastien Rodriguez. Les données SAR Topo sont générées par le recouvrement des faisceaux radar lors d'une même observation de Titan. Leur obtention complexe est décrite dans [Stiles *et al.* \(2009\)](#). Ces données ont une résolution horizontale de 10 km et verticale de 75 m.

A.3 Intégration des données RADAR dans SIG avec ArcGIS

A.3.1 Les données SAR

Une fois projetées dans un système de coordonnées exploitables, les traces SAR peuvent être intégrées sous ArcGIS. Pour cela, il faut tout d'abord renseigner toutes les informations de projection cartographique des traces.

Sous Arc Catalog (Fig. A.2) :

- Aller dans le répertoire SAR où sont stockées les traces RADAR
- Clic droit/Propriétés
 - Spatial Reference : éditer/redéfinir :
 - Le système de coordonnées en utilisant le datum D_Titan_2000.

- Le système de projection (type plate carrée, ou cylindrique équidistante, renseigner le champ du méridien central).

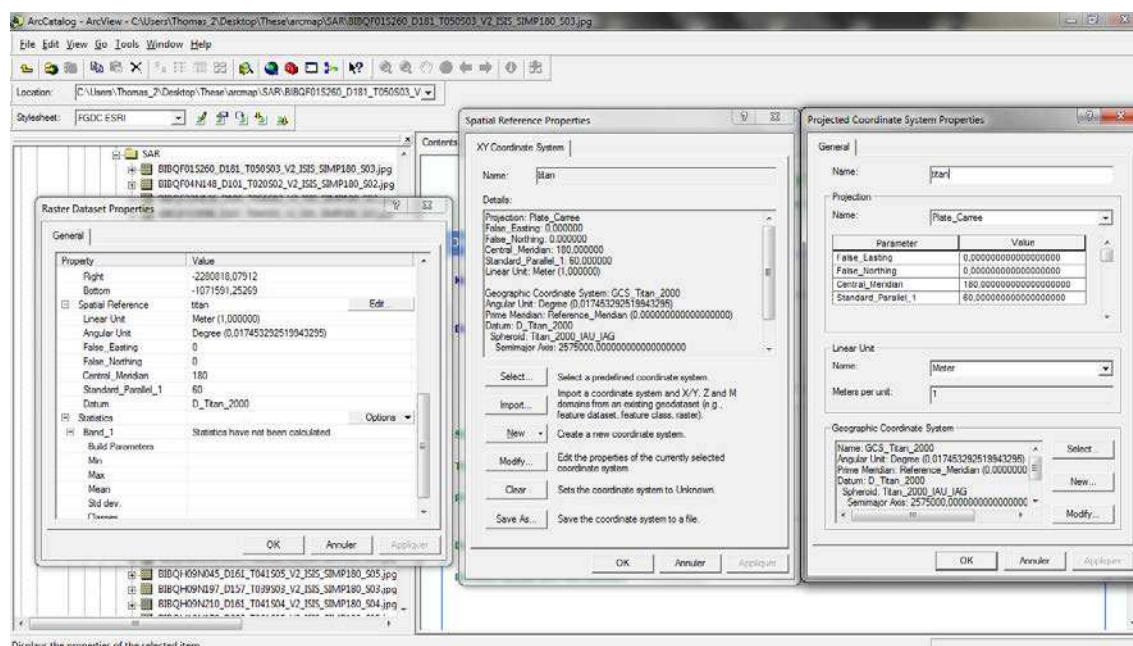


FIGURE A.2 – Renseignement des champs de projection cartographique des traces SAR dans Arc Catalog.

Sous ArcMap (Figs. A.3 et A.4 pour la carte finale) :

- Faire glisser la trace SAR depuis Arc Catalog dans ArcMap. Ceci définit une nouvelle couche dans le SIG.
- Grouper les couches par ordre de résolution croissante (de la plus fine à la plus grossière), ce qui évite le recouvrement de traces haute résolution par des plus basses résolution.
- Redéfinir les paramètres d’affichage de la trace en remplaçant le fond noir par un fond incolore (Clic droit/Propriétés/Symbologie).

A.3.2 Les données altimétriques et SAR Topo

A.3.2.1 Les données SAR Topo

Les données SAR Topo ont été directement délivrées sous forme de « fichier couche » ou *layer file* *.lyr intégrable sous ArcMap, sans aucun traitement préalable puisque les informations géographiques sont déjà renseignées. La Fig. A.5 montre une superposition des données SAR acquises jusqu’à T77 (20 Juin 2011) et des données SAR Topo calculées par Bryan Stiles.

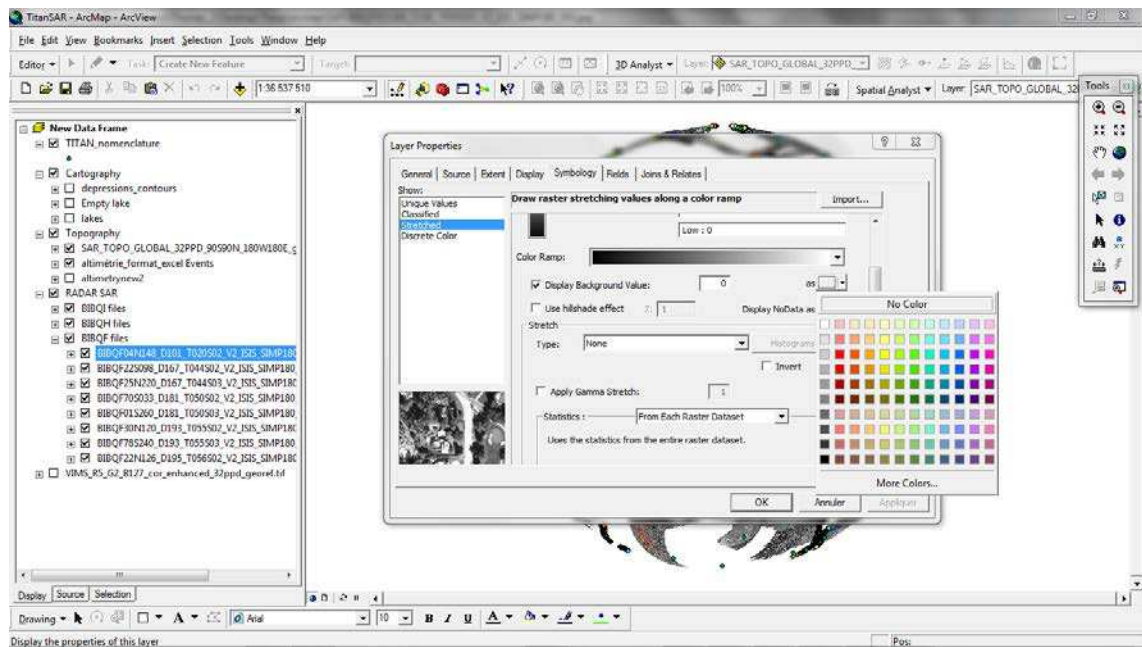


FIGURE A.3 – Affichage des traces SAR par ordre de résolution croissant (création de groupes de résolution) et élimination du fond noir des traces.

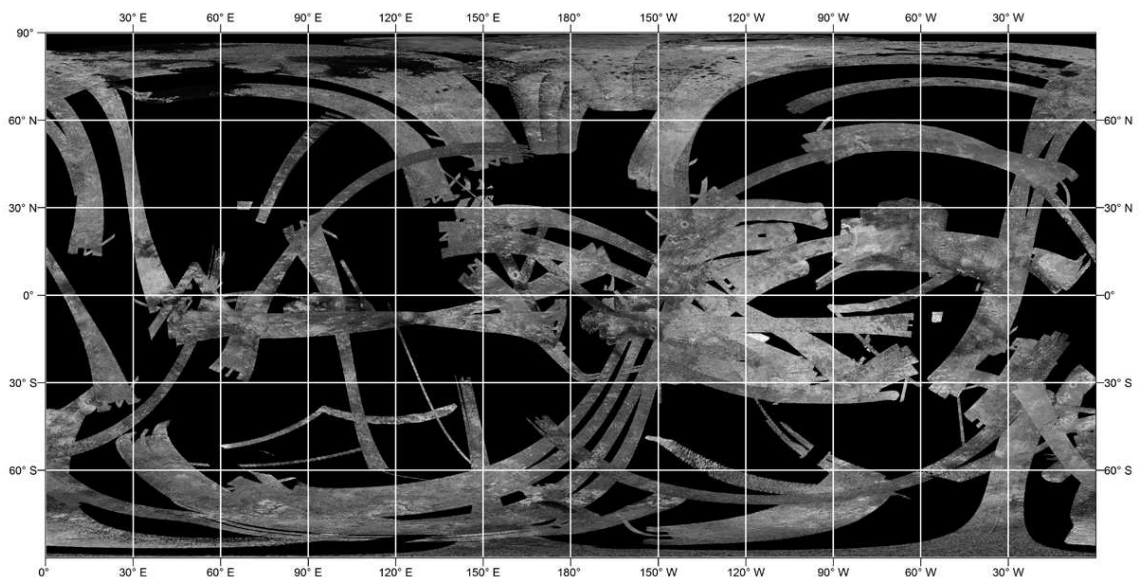


FIGURE A.4 – Carte globale de Titan, vu par le RADAR en mode SAR de Cassini. Les données SAR intégrées au SIG vont de TA à T77.

A.3.2.2 Les données altimétriques

Pour implémenter les données altimétriques sous ArcMap, nous avons créé une vaste base de données regroupant toutes les données acquises depuis le début de la mission Cassini-Huygens

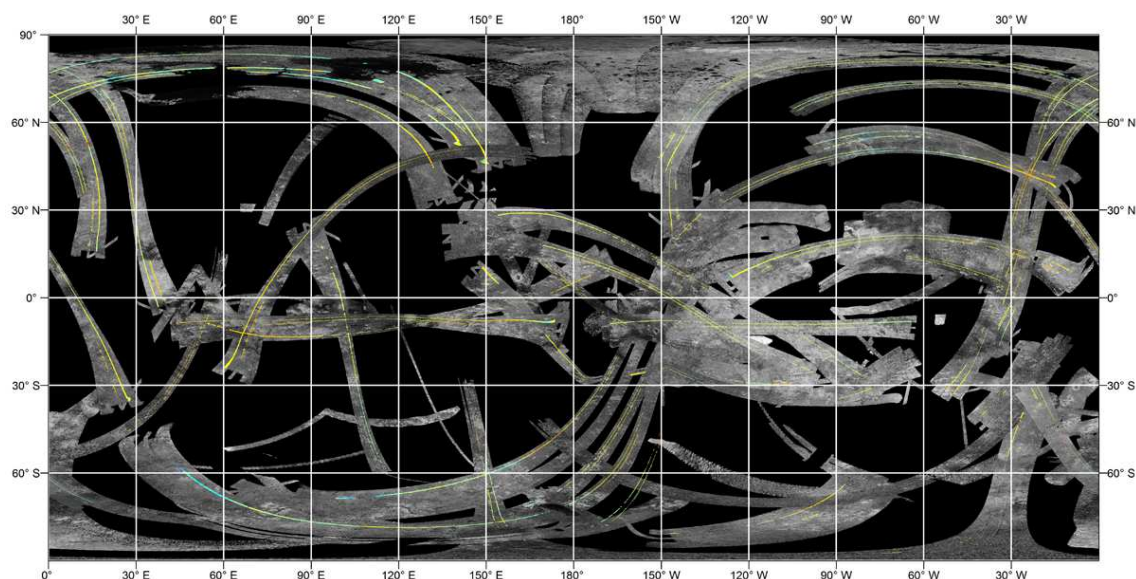


FIGURE A.5 – Carte globale de Titan superposant les données SAR Topo aux données SAR du RADAR de Cassini. Les données SAR intégrées au SIG vont de TA à T77.

jusqu'aux données altimétriques les plus récentes disponibles (T77, acquises le 20 Juin 2011). Cette base de données est un fichier au format *.dbf (DBF 4 ou dBASE IV), créé à partir d'un fichier nommé « database_altimetry.dat » issu d'un programme IDL générant des aperçus des profils altimétriques. Cette base de donnée contient les champs suivants : le numéro du survol, les valeurs de latitude, de longitude, d'altitude, d'erreur maximale inférieure et supérieure. Chaque valeur est un nombre à 8 décimales (voir options « format de cellule » dans Microsoft Excel ou OpenOffice Calc), excepté la première ligne de la base de données, portant le nom des différents champs renseignés.

Procédure à suivre sous ArcMap :

- Ajouter les données (Add Data)
- Ouvrir la table attributaire de la couche altimétrie (Clic droit/Open Attribute Table) :
 - Ajouter 3 nouveaux champs flottants avec une précision de 10^{-8} en faisant Options/Add Field : Long, Lat et Alt. Ces champs serviront à la représentation des données altimétriques.
 - Sélectionner un des nouveaux champs et faire Clic droit/Options/Field Calculator pour convertir les valeurs du champ initial. Une formule du type « altitude = Alt » doit être rentrée pour tous les nouveaux champs, en vérifiant que l'option *Number* est bien cochée (Fig. A.6). Il suffit ensuite de répéter l'opération pour tous les nouveaux champs.
- Définir les coordonnées x,y dans Tools/Add XY Data :
 - Choisir les variables Long et Lat de la base de données altimétrique *.dbf comme longitudes et latitudes de la couche respectivement.

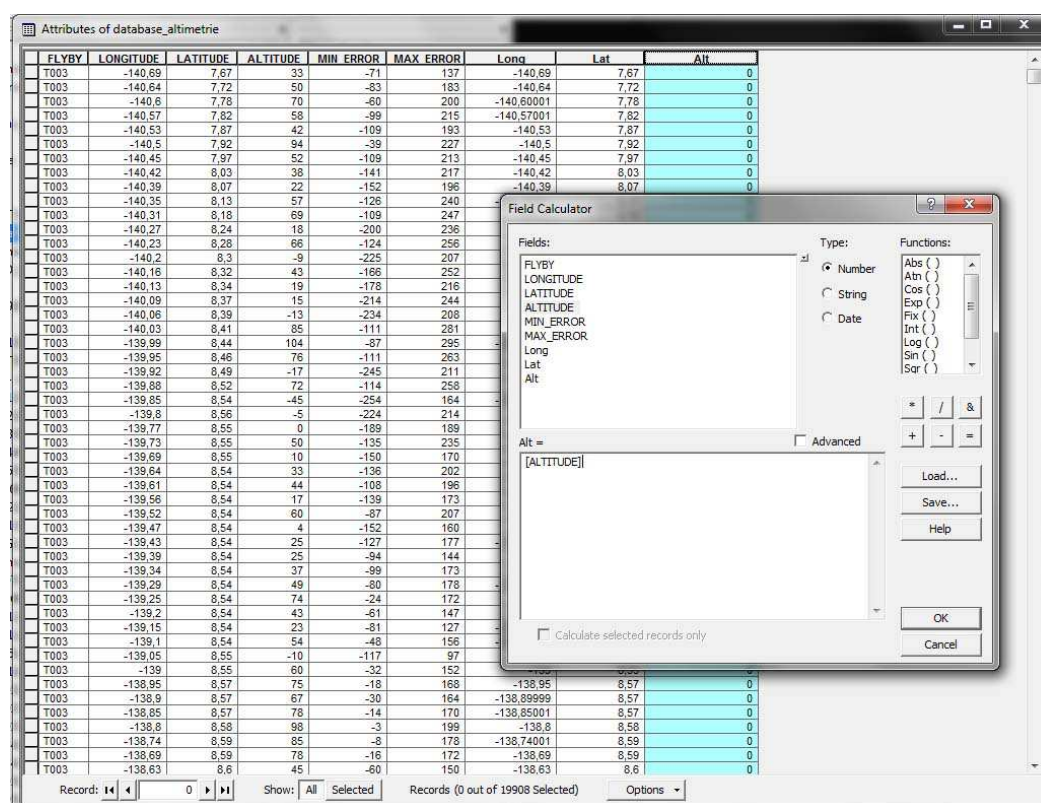


FIGURE A.6 – Transformation des champs initiaux de la database en flottants sous ArcMap, via le *Field Calculator*.

- Éditer le système de coordonnées géographiques à l'aide du Titan2000.prj, disponible dans Geographic Coordinate Systems/Solar System.
- Vérifier que l'étendue de la couche est bien en degrés (dd) et non en mètres (m) en allant dans les propriétés de la couche (Clic droit/Propriétés/Extent).
- Paramétrer les intervalles d'altitudes pour la représentation en carte via les propriétés de la couche (Clic droit/Propriétés/Symbology/Quantities/Graduated Colors).
- Sauvegarder le résultat en fichier de formes ou *shapefile *.shp*.

Pour obtenir une représentation plus simple comme celle illustrée Fig. A.7, il suffit d'aller dans l'outil *Spatial Analyst* (pas celui de Arc Catalog), puis dans *Convert Features to Raster*, en choisissant le champ d'intérêt (ici altitude de la couche d'altimétrie) et finalement en sauvant la couche comme nouveau fichier. On dispose ainsi d'une représentation cartographique avec une palette de couleurs que l'on peut modifier dans les propriétés de symbologie de la couche, plutôt qu'un ensemble intervalles discrétisés. Cette représentation est en revanche moins exacte que la précédente.

Le SIG final contient ainsi des données d'imagerie (SAR) et quelques informations de topographie (à travers les données SAR Topo et altimétriques). Une vision du SIG final sous ArcMap est donnée Fig. A.8. Il existe aussi une couche supplémentaire qui a été implémentée au SIG de

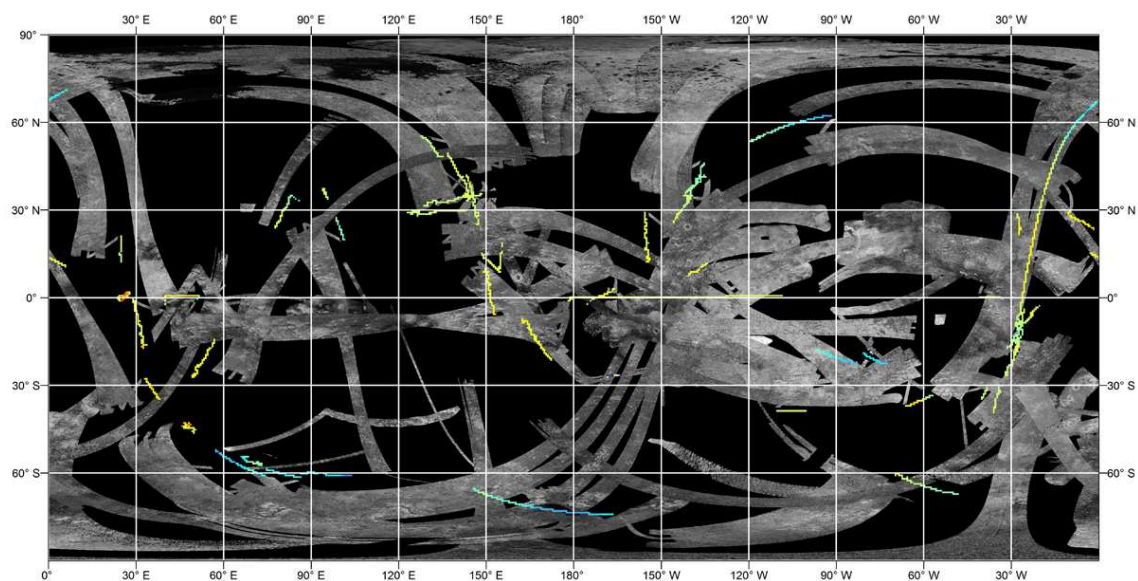


FIGURE A.7 – Carte globale de Titan superposant les données altimétriques aux données SAR du RADAR de Cassini. Les données SAR et altimétriques intégrées au SIG vont de TA à T77.

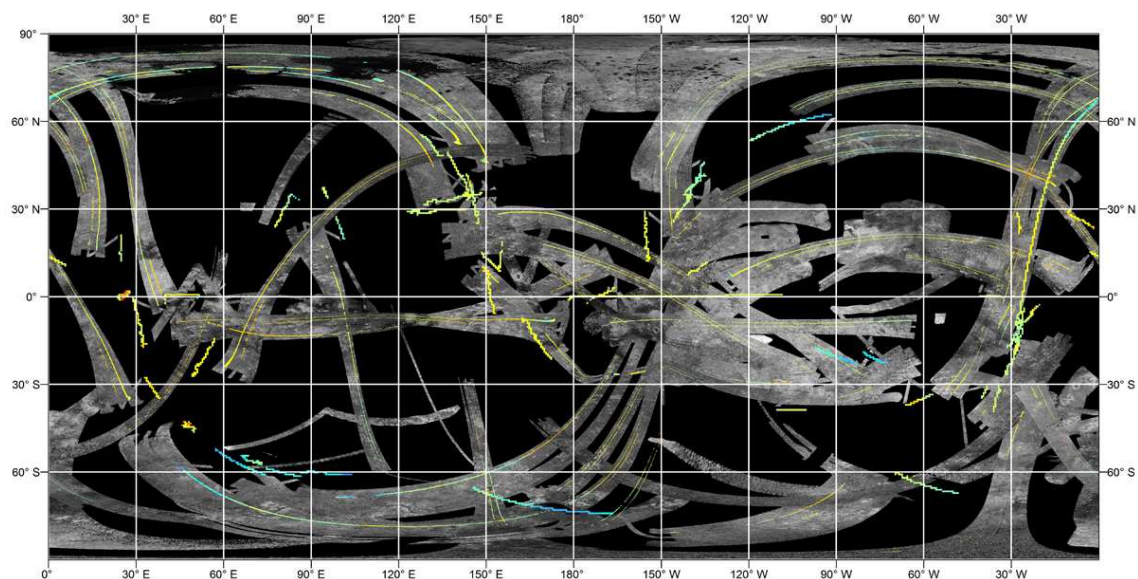


FIGURE A.8 – Carte globale de Titan vu par le RADAR de Cassini (modes SAR et altimètre, données SAR Topo). Les données SAR et altimétriques intégrées au SIG vont de TA à T77.

base, la couche de nomenclature des structures géologiques de Titan, directement disponible à <http://planetarynames.wr.usgs.gov/Page/TITAN/target>.

Bibliographie

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development : An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4):125 – 160.
- Ádámkovics, M., Wong, M. H., Laver, C. et de Pater, I. (2007). Widespread morning drizzle on Titan. *Science*, 318(5852):962–965.
- Agnew, C. et Anderson, E. (1992). *Water resources in the arid realm*. Routledge, London, UK.
- Aharonson, O., Hayes, A. G., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Allison, M. D. et Elachi, C. (2009). An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing. *Nature Geoscience*, 2:851–854.
- Anderson, J. D., Null, G. E., Biller, E. D., Wong, S. K., Hubbard, W. B. et MacFarlane, J. J. (1980). Pioneer Saturn celestial mechanics experiment. *Science*, 25:449–453.
- Archer, D. J. et Wadge, G. (2001). Modeling the backscatter response due to salt cry development. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(10):2307–2310.
- ASCAT (2005). Definition of Quality Flags. Rapport technique, Vienna University of Technology, Institute of Photogrammetry and Remote Sensing. ASCAT Soil Moisture Report Series No. 7.
- Atreya, S. K. (2007). Titan’s organic factory. *Science*, 316(5826):843–845.
- Atreya, S. K., Adams, E. Y., Niemann, H. B., Demick-Montelara, J. E., Owen, T. C., Fulchignoni, M., Ferri, F. et Wilson, E. H. (2006). Titan’s methane cycle. *Planetary and Space Science*, 54:1177–1187.
- Atreya, S. K., Lorenz, R. D. et Waite, J. H. (2009). *Titan from Cassini-Huygens*, R. H. Brown, J.-P. Lebreton, J. H. Waite (eds), chapitre Volatile origin and cycles : Nitrogen and methane, pages 177 – 200. Springer.
- Baland, R.-M., Van Hoolst, T., Yseboodt, M. et Karatekin, Ö. (2011). Titan’s obliquity as evidence for a subsurface ocean ? *Astronomy and Astrophysics*, 530:A141.
- Bar-Nun, A., Kleinfeld, I. et Ganor, E. (1988). Shape and optical properties of aerosols formed by photolysis of acetylene, ethylene, and hydrogen cyanide. *Journal of Geophysical Research*, 93(D7):8383–8387.

- Barnes, J. W., Bow, J., Schwartz, J., Brown, R. H., Soderblom, J. M., Hayes, A. G., Vixie, G., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Jaumann, R., Stephan, K., Soderblom, L. A., Clark, R. N., Buratti, B. J., Baines, K. H. et Nicholson, P. D. (2011a). Organic sedimentary deposits in Titan's dry lakebeds : Probable evaporite. *Icarus*, 216(1):136 – 140.
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Radebaugh, J., Buratti, B. J., Sotin, C., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Turtle, E. P., Perry, J., Clark, R., Baines, K. H. et Nicholson, P. D. (2006). Cassini observations of flow-like features in western Tui Regio, Titan. *Geophysical Research Letters*, 33:L16204.
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, J. M., Soderblom, L. A., Jaumann, R., Jackson, B., Le Mouélic, S., Sotin, C., Buratti, B. J., Pitman, K. M., Baines, K. H., Clark, R. N., Nicholson, P. D., Turtle, E. P. et Perry, J. (2009a). Shoreline features of Titan's Ontario Lacus from Cassini/VIMS observations. *Icarus*, 201(1):217 – 225.
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, L., Buratti, B. J., Sotin, C., Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Baines, K. H., Clark, R. et Nicholson, P. (2007a). Global-scale surface variations on Titan seen from Cassini/VIMS. *Icarus*, 186(1):242 – 258.
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, L., Sotin, C., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Jaumann, R., Beyer, R. A., Buratti, B. J., Pitman, K., Baines, K. H., Clark, R. et Nicholson, P. (2008). Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of Titan's dune fields from Cassini/VIMS. *Icarus*, 195(1):400 – 414.
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Turtle, E. P., McEwen, A. S., Lorenz, R. D., Janssen, M., Clark, R., Nelson, R. N., Griffith, C., Perry, J., Fussner, S., West, R., Elachi, G., Bouchez, A. H., Roe, H. G., Baines, K. H., Bellucci, G., Bibring, J.-P., Capaccioni, F., Cerroni, P., Combes, M., Coradini, A., Cruikshank, D. P., Drossart, P., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D. L., McCord, T. B., Nicholson, P. D. et Sicardy, B. (2005). Discovery of a 5 μ m-bright spot on Titan : Evidence for surface diversity. *Science*, 310(5745):92 – 95.
- Barnes, J. W., Radebaugh, J., Brown, R. H., Wall, S., Soderblom, L., Lunine, J., Burr, D., Sotin, C., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Buratti, B. J., Clark, R., Baines, K. H., Jaumann, R., Nicholson, P. D., Kirk, R. L., Lopes, R., Lorenz, R. D., Mitchell, K., et Wood, C. A. (2007b). Near-infrared spectral mapping of Titan's mountains and channels. *Journal of Geophysical Research*, 112:E11006.
- Barnes, J. W., Soderblom, J. M., Brown, R. H., Buratti, B. J., Sotin, C., Baines, K. H., Clark, R. N., Jaumann, R., McCord, T. B., Nelson, R., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Griffith, C., Penteado, P., Tosi, F., Pitman, K. M., Soderblom, L., Stephan, K., Hayne, P., Vixie, G., Bibring, J.-P., Bellucci, G., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Cruikshank, D. P., Drossart, P., Formisano, V., Langevin, Y., Matson, D. L., Nicholson, P. D. et Sicardy, B. (2009b). VIMS spectral mapping observations of Titan during Cassini prime mission. *Planetary and Space Science*, 57:1950 – 1962.

- Barnes, J. W., Soderblom, J. M., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Stephan, K., Jaumann, R., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Buratti, B. J., Baines, K. H., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2011b). Wave constraints for Titan's Jingpo Lacus and Kraken Mare from VIMS specular reflection lightcurves. *Icarus*, 211(1):722 – 731.
- Barth, E. L. (2010). Cloud formation along mountain ridges on Titan. *Planetary and Space Science*, 58(13):1740 – 1747.
- Barth, E. L. et Toon, O. B. (2003). Microphysical modeling of ethane ice clouds in Titan's atmosphere. *Icarus*, 162(1):94–113.
- Barth, E. L. et Toon, O. B. (2004). Properties of methane clouds on Titan : Results from microphysical modeling. *Geophysical Research Letters*, 31:L17S07.
- Barth, E. L. et Toon, O. B. (2006). Methane, ethane, and mixed clouds in Titan's atmosphere : Properties derived from microphysical modeling. *Icarus*, 182(1):230 – 250.
- Bauerecker, S. et Dartois, E. (2009). Ethane aerosol phase evolution in Titan's atmosphere. *Icarus*, 199(2):564 – 567.
- Béget, J. E., Hopkins, D. M. et Charron, S. D. (1996). The largest known maars on Earth, Seward Peninsula, Northwest Alaska. *Arctic*, 49(1):62 – 69.
- Béghin, C., Randriamboarison, O., Hamelin, M., Karkoschka, E., Sotin, C., Whitten, R. C., Berthelier, J.-J., Grard, R. et Simões, F. (2012). Analytic theory of Titan's Schumann resonance : Constraints on ionospheric conductivity and buried water ocean. *Icarus*, 218(2):1028 – 1042.
- Béghin, C., Sotin, C. et Hamelin, M. (2010). Titan's native ocean revealed beneath some 45 km of ice by a Schumann-like resonance. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(6):425 – 433.
- Bellucci, A., Sicardy, B., Drossart, P., Rannou, P., Nicholson, P. D., Hedman, M., Baines, K. H. et Burratti, B. (2009). Titan solar occultation observed by Cassini/VIMS : Gas absorption and constraints on aerosol composition. *Icarus*, 201(1):198 – 216.
- Bird, M. K., Dutta-Roy, R., Heyl, M., Allison, M., Asmar, S. W., Folkner, W. M., Preston, R. A., Atkinson, D. H., Edenhofer, P., Plettemeier, D., Wohlmuth, R., Iess, L. et Tyler, G. L. (2002). The Huygens Doppler Wind Experiment ' Titan winds derived from probe radio frequency measurements. *Space Science Reviews*, 104:613–640.
- Black, B. A., Perron, J. T., Burr, D. M. et Drummond, S. A. (2012). Estimating erosional exhumation on Titan from drainage network morphology. *Journal of Geophysical Research*, 117:E08006.
- Bonn, F. et Rochon, G. (1992). *Principes et méthodes*, volume 1. Université de Québec, Sillery.

- Bourgeois, O., Lopez, T., Le Mouélic, S., Fleurant, C., Tobie, G. et Cornet, T. (2009). Formation of Titan's lakes by episodic dissolution and precipitation of a surface layer under semi-arid conditions : Comparison with the pans and calcretes of Etosha (Namibia). *In AGU Fall Meeting Abstracts*, page C7.
- Bourgeois, O., Lopez, T., Le Mouélic, S., Fleurant, C., Tobie, G., Le Corre, L., Le Deit, L., Sotin, C. et Bodeur, Y. (2008). A surface dissolution/precipitation model for the development of lakes on Titan, based on an arid terrestrial analogue : The pans and calcretes of Etosha. *In Lunar and Planetary Science XXXIX*, page 1733.
- Bowen, M. W. et Johnson, W. C. (2012). Late quaternary environmental reconstructions of playalunette system evolution on the central High Plains of Kansas, United States. *Geological Society of America Bulletin*, 124(1):146–161.
- Bowler, J. M. (1986). Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins : Analogue for pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54(1-4):21 – 41.
- Boynton, W. et Brattain, W. (1929). Interdiffusion of gases and vapors. *International Critical Tables*, 5.
- Briere, P. R. (2000). Playa, playa lake, sabkha : Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, 45:1–7.
- Broadfoot, A. L., Sandel, B. R., Shemansky, D. E., Holberg, J. B., Smith, G. R., Strobel, D. F., McConnell, J. C., Kumar, S., Hunten, D. M., Atreya, S. K., Donahue, T. M., Moos, H. W., Bertaux, J. L., Blamont, J. E., Pomphrey, R. B. et Linick, S. (1981). Extreme ultraviolet observations from Voyager I encounter with Saturn. *Science*, 212(4491):206–211.
- Brown, M. E., Bouchez, A. H. et Griffith, C. A. (2002). Direct detection of variable tropospheric clouds near Titan's south pole. *Nature*, 420:795–797.
- Brown, M. E., Roberts, J. E. et Schaller, E. L. (2010). Clouds on Titan during the Cassini prime mission : A complete analysis of the VIMS data. *Icarus*, 205:571–580.
- Brown, M. E., Smith, A. L., Chen, C. et Ádámkovics, M. (2009). Discovery of fog at the south pole of Titan. *The Astrophysical Journal*, 706:L110 – L113.
- Brown, R. H., Baines, K. H., Bellucci, G., Bibring, J. P., Buratti, B. J., Capaccioni, F., Cerroni, P., Clark, R. N., Coradini, A., Cruikshank, D. P., Drossart, P., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D. L., McCord, T. B., Mennella, V., Miller, E., Nelson, R. M., Nicholson, P. D., Sicardy, B. et Sotin, C. (2004). The Cassini Visual And Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) Investigation. *Space Science Reviews*, 115:111 – 168.
- Brown, R. H., Barnes, J. W. et Melosh, H. J. (2011). On Titan's Xanadu region. *Icarus*, 214(2):556 – 560.

- Brown, R. H., Soderblom, L. A., Soderblom, J. M., Clark, R. N., Jaumann, R., Barnes, J. W., Sotin, C., Buratti, B., Baines, K. H. et Nicholson, P. D. (2008). The identification of liquid ethane in Titan's Ontario Lacus. *Nature*, 454:607 – 610.
- Buch, M. W. et Trippner, C. (1997). Overview of the geological and geomorphological evolution of the Etosha region, Northern Namibia. *Madoqua*, 20(1):65 – 74.
- Buratti, B. et Veverka, J. (1983). Voyager photometry of Europa. *Icarus*, 55:93 – 110.
- Buratti, B. J., Sotin, C., Brown, R. H., Hicks, M. D., Clark, R. N., Mosher, J. A., McCord, T. B., Jaumann, R., Baines, K. H., Nicholson, P. D., Momary, T., Simonelli, D. P. et Sicardy, B. (2006). Titan : Preliminary results on surface properties and photometry from VIMS observations of the early flybys. *Planetary and Space Science*, 54:1498 – 1509.
- Buratti, B. J., Sotin, C., Lawrence, K., Brown, R. H., Le Mouélic, S., Soderblom, J. M., Barnes, J., Clark, R. N., Baines, K. H. et Nicholson, P. D. (2012). A newly discovered impact crater in Titan's Senkyo : Cassini VIMS observations and comparison with other impact features. *Planetary and Space Science*, 60(1):18 – 25.
- Burr, D. M. (2010). Palaeoflood-generating mechanisms on Earth, Mars, and Titan. *Global and Planetary Change*, 70(1-4):5 – 13.
- Burr, D. M., Emery, J. P., Lorenz, R. D., Collins, G. C. et Carling, P. A. (2006). Sediment transport by liquid surficial flow : Application to Titan. *Icarus*, 181(1):235 – 242.
- Burr, D. M., Jacobsen, R. E., Roth, D. L., Phillips, C. B., Mitchell, K. L. et Viola, D. (2009). Fluvial network analysis on Titan : Evidence for subsurface structures and west-to-east wind flow, southwestern Xanadu. *Geophysical Research Letters*, 36:L22203.
- Cabane, M., Chassefière, E. et Israel, G. (1992). Formation and growth of photochemical aerosols in Titan's atmosphere. *Icarus*, 96(2):176 – 189.
- Cabane, M., Rannou, P., Chassefière, E. et Israel, G. (1993). Fractal aggregates in Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science*, 41(4):257 – 267.
- Caldwell, J. (1977). Thermal radiation from Titan's atmosphere. In Burns, J. A., éditeur : *IAU Colloq. 28 : Planetary Satellites*, pages 438–450.
- Caldwell, J., Cunningham, C. C., Anthony, D., White, H. P., Groth, E. J., Hasan, H., Noll, K., Smith, P. H., Tomasko, M. G. et Weaver, H. A. (1992). Titan : Evidence for seasonal change - A comparison of Hubble space telescope and voyager images. *Icarus*, 97(1):1 – 9.
- Ćalić, J. (2011). Karstic uvala revisited : Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*, 134(1-2):32 – 42.
- Campbell, D. B., Black, G. J., Carter, L. M. et Ostro, S. J. (2003). Radar evidence for liquid surfaces on Titan. *Science*, 302(5644):431 – 434.

- Carrasco, N., Dutuit, O., Thissen, R., Banaszekiewicz, M. et Pernot, P. (2007). Uncertainty analysis of bimolecular reactions in Titan ionosphere chemistry model. *Planetary and Space Science*, 55(1-2):141 – 157.
- Carrasco, N., Schmitz-Afonso, I., Bonnet, J., Quirico, E., Thissen, R., Dutuit, O., Bagag, A., Lapr v te, O., Buch, A., Giuliani, A., Adand , G., Ouni, F., Hadamcik, E., Szopa, C. et Cernogora, G. (2009). Chemical characterisation of Titan's tholins : Solubility, morphology and molecular structure revisited. *Journal of Physical Chemistry*, 113:11195–11203.
- Cartwright, R., Clayton, J. A. et Kirk, R. L. (2011). Channel morphometry, sediment transport, and implications for tectonic activity and surficial ages of Titan basins. *Icarus*, 214(2):561 – 570.
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*. Dover Publication Inc.
- Charnay, B. et Lebonnois, S. (2012). Two boundary layers in Titan's lower troposphere inferred from a climate model. *Nature Geoscience*, 5:106 – 109.
- Chassefière, E. et Cabane, M. (1995). Two formation regions for Titan's hazes : indirect clues and possible synthesis mechanisms. *Planetary and Space Science*, 43(1-2):91 – 103.
- Chevrier, V., Sears, D. W. G., Chittenden, J. D., Roe, L. A., Ulrich, R., Bryson, K., Billingsley, L. et Hanley, J. (2007). Sublimation rate of ice under simulated Mars conditions and the effect of layers of mock regolith JSC Mars-1. *Geophysical Research Letters*, 34:L02203.
- Chevrier, V. F. et Altheide, T. S. (2008). Low temperature aqueous ferric sulfate solutions on the surface of Mars. *Geophysical Research Letters*, 35:L22101.
- Chevrier, V. F., Hanley, J. et Altheide, T. S. (2009). Stability of perchlorate hydrates and their liquid solutions at the Phoenix landing site, Mars. *Geophysical Research Letters*, 36:L10202.
- Christelis, G. et Struckmeier, W. (2001). *Groundwater in Namibia : An explanation to the hydrological map*. John Meinert Printing, Windhoek.
- Clark, R. N., Curchin, J. M., Barnes, J. W., Jaumann, R., Soderblom, L., Cruikshank, D. P., Lunine, J., Stephan, K., Hoefen, T. M., Le Mouélic, S., Sotin, C., Baines, K. H., Buratti, B. et Nicholson, P. (2010). Detection and mapping of hydrocarbon deposits on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 115:E10005.
- Clark, R. N., Curchin, J. M., Hoefen, T. M. et Swayze, G. A. (2009). Reflectance spectroscopy of organic compounds : 1. Alkanes. *Journal of Geophysical Research*, 114:E03001.
- Cole, J. W., Milner, D. M. et Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures : A review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2):1 – 26.
- Coll, P., Ramirez, S. I., Navarro-Gonzalez, R. et Raulin, F. (2001). Chemical and optical behaviour of tholins, laboratory analogues of Titan aerosols. *Advances in Space Research*, 27(2):289 – 297.

- Comas i Solá, J. (1908). Observations des satellites principaux de Jupiter et de Titan. *Astronomische Nachrichten*, 179(4290):289 – 290.
- Combe, J.-P. (2005). *Etude des surfaces planétaires par télédétection visible-infrarouge hyperspectrale*. Thèse de doctorat, Université de Nantes - Faculté des Sciences et des Techniques. 298pp.
- Combe, J.-P., Mouélic, S. L., Sotin, C., Gendrin, A., Mustard, J., Deit, L. L., Launeau, P., Bibring, J.-P., Gondet, B., Langevin, Y. et Pinet, P. (2008). Analysis of OMEGA/Mars Express data hyperspectral data using a Multiple-Endmember Linear Spectral Unmixing Model (MELSUM) : Methodology and first results. *Planetary and Space Science*, 56(7):951 – 975.
- Combes, M., Vapillon, L., Gendron, E., Coustenis, A., Lai, O., Wittemberg, R. et Sirdey, R. (1997). Spatially resolved images of Titan by means of Adaptive Optics. *Icarus*, 129(2):482 – 497.
- Cordier, D., Mousis, O., Lunine, J. I., Lavvas, P. et Vuitton, V. (2009). An estimate of the chemical composition of Titan's lakes. *The Astrophysical Journal*, 707:L128 – L131.
- Cornet, T., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Lopez Gonzalez, T., Sotin, C., Tobie, G., Fleurant, C., Barnes, J. W., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2012a). Geomorphological significance of Ontario Lacus on Titan : Integrated interpretation of Cassini VIMS, ISS and RADAR data and comparison with the Etosha Pan (Namibia). *Icarus*, 218(2):788 – 806.
- Cornet, T., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Barnes, J. W., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2012b). Edge detection applied to Cassini images reveals no measurable displacement of Ontario Lacus' margin between 2005 and 2010. *Journal of Geophysical Research*, 117(E7):E07005.
- Cornet, T., Magar, S. S., Luspai-Kuti, A., Wasiak, F. C., Chevrier, V., Welivitiya, W. D. D. P., Roe, L. A., Bourgeois, O. et Le Mouélic, S. (2012c). Infrared monitoring of liquid/solid hydrocarbons under Titan simulated conditions. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 1849.
- Cottini, V., Nixon, C. A., Jennings, D. E., Anderson, C. M., Gorius, N., Bjoraker, G. L., Coustenis, A., Teanby, N. A., Achterberg, R. K., Bézard, B., de Kok, R., Lellouch, E., Irwin, P. G. J., Flasar, F. M. et Bampasidis, G. (2012). Water vapor in Titan's stratosphere from Cassini CIRS far-infrared spectra. *Icarus*, 220(2):855 – 862.
- Courtin, R. (1982). The spectrum of Titan in the far-infrared and microwave regions. *Icarus*, 51(3):466 – 475.
- Courtin, R., Sim, C. K., Kim, S. J. et Gautier, D. (2012). The abundance of H₂ in Titan's troposphere from the Cassini CIRS investigation. *Planetary and Space Science*, 69(1):89 – 99.
- Coustenis, A., Achterberg, R. K., Conrath, B. J., Jennings, D. E., Marten, A., Gautier, D., Nixon, C. A., Flasar, F. M., Teanby, N. A., Bézard, B., Samuelson, R. E., Carlson, R. C., Lellouch, E.,

- Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Taylor, F. W., Irwin, P. G. J., Fouchet, T., Hubert, A., Orton, G. S., Kunde, V. G., Vinatier, S., Mondellini, J., Abbas, M. M. et Courtin, R. (2007). The composition of Titan's stratosphere from Cassini/CIRS mid-infrared spectra. *Icarus*, 189(1):35 – 62.
- Coustenis, A. et Bézard, B. (1995). Titan's atmosphere from Voyager infrared observations : IV. Latitudinal variations of temperature and composition. *Icarus*, 115(1):126 – 140.
- Coustenis, A., Bézard, B. et Gautier, D. (1989a). Titan's atmosphere from Voyager infrared observations : I. The gas composition of Titan's equatorial region. *Icarus*, 80(1):54 – 76.
- Coustenis, A., Bézard, B. et Gautier, D. (1989b). Titan's atmosphere from Voyager infrared observations : II. The CH₃D abundance and D/H ratio from the 900-1200 cm⁻¹ spectral region. *Icarus*, 82(1):67 – 80.
- Coustenis, A., Gendron, E., Lai, O., Vêran, J.-P., Woillez, J., Combes, M., Vapillon, L., Fusco, T., Mugnier, L. et Rannou, P. (2001). Images of Titan at 1.3 and 1.6 μ m with Adaptive Optics at the CFHT. *Icarus*, 154(2):501 – 515.
- Coustenis, A., Hirtzig, M., Gendron, E., Drossart, P., Lai, O., Combes, M. et Negrão, A. (2005). Maps of Titan's surface from 1 to 2.5 μ m. *Icarus*, 177(1):89 – 105.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Jolly, A., Bénilan, Y., Nixon, C. A., Vinatier, S., Gautier, D., Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Carlson, R. C. et Flasar, F. M. (2008). Detection of C₂HD and the D/H ratio on Titan. *Icarus*, 197(2):539 – 548.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Nixon, C. A., Achterberg, R. K., Lavvas, P., Vinatier, S., Teanby, N. A., Bjoraker, G. L., Carlson, R. C., Piani, L., Bampasidis, G., Flasar, F. M. et Romani, P. N. (2010). Titan trace gaseous composition from CIRS at the end of the Cassini-Huygens prime mission. *Icarus*, 207(1):461 – 476.
- Coustenis, A., Lellouch, E., Sicardy, B. et Roe, H. (2009). *Titan from Cassini-Huygens*, R. H. Brown, J.-P. Lebreton, J. H. Waite (eds), chapitre Earth-based perspective and pre-Cassini-Huygens knowledge of Titan, pages 9–34. Springer.
- Coustenis, A., Negrão, A., Salama, A., Schulz, B., Lellouch, E., Rannou, P., Drossart, P., Encrenaz, T., Schmitt, B., Boudon, V. et Nikitin, A. (2006). Titan's 3-micron spectral region from ISO high-resolution spectroscopy. *Icarus*, 180(1):176 – 185.
- Coustenis, A., Salama, A., Schulz, B., Ott, S., Lellouch, E., Encrenaz, T., Gautier, D. et Feuchtgruber, H. (2003). Titan's atmosphere from ISO mid-infrared spectroscopy. *Icarus*, 161(2):383 – 403.
- Coustenis, A., Schmitt, B., Khanna, R. K. et Trotta, F. (1999). Plausible condensates in Titan's stratosphere from Voyager infrared spectra. *Planetary and Space Science*, 47(10-11):1305 – 1329.

- Crane Co (1988). *Flow of fluids through valves, fittings, and pipe*, volume 410 de *Technical Report*. Crane Co. Engineering Division, University of Michigan.
- Cui, J., Yelle, R. V., Vuitton, V., Waite Jr., J. H., Kasprzak, W. T., Gell, D. A., Niemann, H. B., Müller-Wodarg, I. C. F., Borggren, N., Fletcher, G., Patrick, E., Raaen, E. et Magee, B. (2009). Analysis of Titan's neutral upper atmosphere from Cassini Ion Neutral Mass Spectrometer measurements. *Icarus*, 200(2):581 – 615.
- Czudek, T. et Demek, J. (1970). Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research*, 1(1):103 – 120.
- Danielson, R. E., Caldwell, J. J. et Larach, D. R. (1973). An inversion in the atmosphere of Titan. *Icarus*, 20(4):437 – 443.
- Davis, N. T. (2001). *Permafrost : A guide to frozen ground in transition*. University of Alaska Press, Fairbanks, Alaska.
- de Kok, R., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Lellouch, E., Bézard, B., Vinatier, S., Nixon, C. A., Fletcher, L., Howett, C., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Flasar, F. M. et Taylor, F. W. (2007). Oxygen compounds in Titan's stratosphere as observed by Cassini CIRS. *Icarus*, 186(2):354 – 363.
- De Martonne, E. (1926). Aréisme et indice d'aridité. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences de Paris*, 182:1395–1398.
- Dougherty, M. K., Coustenis, A. et Lorenz, R. D. (2009). *Titan from Cassini-Huygens*, R. H. Brown, J.-P. Lebreton, J. H. Waite (eds), chapitre Titan beyond Cassini-Huygens, pages 479–488. Springer.
- Dougherty, M. K., Kellock, S., Southwood, D. J., Balogh, A., Smith, E. J., Tsurutani, B. T., Gerlach, B., Glassmeier, K.-H., Gleim, F., Russell, C. T., Erdos, G., Neubauer, F. M. et Cowley, S. W. H. (2004). The Cassini Magnetic Field Investigation. *Space Science Reviews*, 114:331–383.
- Dubouloz, N., Raulin, F., Lellouch, E. et Gautier, D. (1989). Titan's hypothesized ocean properties : The influence of surface temperature and atmospheric composition uncertainties. *Icarus*, 82(1):81 – 96.
- Elachi, C., Allison, M. D., Borgarelli, L., Encrenaz, P., Im, E., Janssen, M. A., Johnson, W. T. K., Kirk, R. L., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Muhleman, D. O., Ostro, S. J., Picardi, G., Posa, F., Rapley, C. G., Roth, L. E., Seu, R., Soderblom, L. A., Vetrella, S., Wall, S. D., Wood, C. A. et Zebker, H. A. (2004). Radar : The Cassini Titan Radar Mapper. *Space Science Reviews*, 115:71 – 110.
- Elachi, C., Wall, S., Allison, M., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Franceschetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M., Johnson, W., Kelleher, K., Kirk, R., Lopes, R., Lorenz, R., Lunine, J., Muhleman, D., Ostro, S., Paganelli, F., Picardi,

- G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L., Stiles, B., Stofan, E., Vetrella, S., West, R., Wood, C., Wye, L. et Zebker, H. (2005). Cassini Radar views the surface of Titan. *Science*, 308(5724):970–974.
- Elachi, C., Wall, S., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R., Kirk, R., Lorenz, R., Lunine, J., Paganelli, F., Soderblom, L., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S. et West, R. (2006). Titan Radar Mapper observations from Cassini's T3 fly-by. *Nature*, 441:709 – 713.
- Elliot, J. L., Veverka, J. et Goguen, J. (1975). Lunar occultation of Saturn. I. The diameters of Tethys, Dione, Rhea, Titan, and Iapetus. *Icarus*, 26(4):387 – 407.
- Esposito, L. W., Barth, C. A., Colwell, J. E., Lawrence, G. M., McClintock, W. E., Stewart, A. I. F., Keller, H. U., Korth, A., Lauche, H., Festou, M. C., Lane, A. L., Hansen, C. J., Maki, J. N., West, R. A., Jahn, H., Reulke, R., Warlich, K., Shemansky, D. E. et Yung, Y. L. (2004). The Cassini Ultraviolet Imaging Spectrograph Investigation. *Space Science Reviews*, 115:299–361.
- Fink, U. et Larson, H. P. (1979). The infrared spectra of Uranus, Neptune, and Titan from 0.8 to 2.5 microns. *The Astrophysical Journal*, 233:1021–1040.
- Flasar, F. M. (1983). Oceans on Titan ? *Science*, 221(4605):55–57.
- Flasar, F. M., Achterberg, R. K., Conrath, B. J., Gierasch, P. J., Kunde, V. G., Nixon, C. A., Bjoraker, G. L., Jennings, D. E., Romani, P. N., Simon-Miller, A. A., Bézard, B., Coustenis, A., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Brasunas, J., Pearl, J. C., Segura, M. E., Carlson, R. C., Mamoutkine, A., Schinder, P. J., Barucci, A., Courtin, R., Fouchet, T., Gautier, D., Lellouch, E., Marten, A., Prangé, R., Vinatier, S., Strobel, D. F., Calcutt, S. B., Read, P. L., Taylor, F. W., Bowles, N., Samuelson, R. E., Orton, G. S., Spilker, L. J., Owen, T. C., Spencer, J. R., Showalter, M. R., Ferrari, C., Abbas, M. M., Raulin, F., Edgington, S., Ade, P. et Wishnow, E. H. (2005). Titan's atmospheric temperatures, winds, and composition. *Science*, 308(5724):975–978.
- Flasar, F. M., Kunde, V. G., Abbas, M. M., Achterberg, R. K., Ade, P., Barucci, A., Bézard, B., Bjoraker, G. L., Brasunas, J. C., Calcutt, S., Carlson, R., Césarsky, C. J., Conrath, B. J., Coradini, A., Courtin, R., Coustenis, A., Edberg, S., Edgington, S., Ferrari, C., Fouchet, T., Gautier, D., Gierasch, P. J., Grossman, K., Irwin, P., Jennings, D. E., Lellouch, E., Mamoutkine, A. A., Marten, A., Meyer, J. P., Nixon, C. A., Orton, G. S., Owen, T. C., Pearl, J. C., Prangé, R., Raulin, F., Read, P. L., Romani, P. N., Samuelson, R. E., Segura, M. E., Showalter, M. R., Simon-Miller, A. A., Smith, M. D., Spencer, J. R., Spilker, L. J. et Taylor, F. W. (2004). Exploring the Saturn system in the thermal infrared : The Composite Infrared Spectrometer. *Space Science Reviews*, 115:169–297. 10.1007/s11214-004-1454-9.
- Fleurant, C., Tucker, G. et Viles, H. (2007). Modèle d'évolution de paysages, application aux karsts en cockpit de Jamaïque. *Karstologia*, 49:33 – 42.

- Ford, D. et Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Jon Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, England.
- Ford, J. P., Blom, R. G., Bryan, M. L., Daily, M. I., Dixon, T. H., Elachi, C. et Xenos, E. C. (1980). *Seasat Views North America, The Caribbean, and Western Europe With Imaging SAR*. JPL publication 80 - 67.
- Fortes, A. D. (2012). Titan's internal structure and the evolutionary consequences. *Planetary and Space Science*, 60(1):10 – 17.
- French, H. M. (2007). *The periglacial environment, Third Edition*. Jon Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England.
- Fulchignoni, M., Ferri, F., Angrilli, F., Ball, A. J., Bar-Nun, A., Barucci, M. A., Bettanini, C., Bianchini, G., Borucki, W., Colombatti, G., Coradini, M., Coustenis, A., Debei, S., Falkner, P., Fanti, G., Flamini, E., Gaborit, V., Grard, R., Hamelin, M., Harri, A. M., Hathi, B., Jernej, I., Leese, M. R., Lehto, A., Lion Stoppato, P. F., Lopez-Moreno, J. J., Mäkinen, T., McDonnell, J. A. M., McKay, C. P., Molina-Cuberos, G. J., Neubauer, F. M., Pirronello, V., Rodrigo, R., Saggin, B., Schwingenschuh, K., Seiff, A., Simoes, F., Svedhem, H., Tokano, T., Towner, M. C., Trautner, R., Withers, P. et Zarnecki, J. C. (2005). In situ measurements of the physical characteristics of Titan's environment. *Nature*, 438:785–791.
- Fulchignoni, M., Ferri, F., Angrilli, F., Bar-Nun, A., Barucci, M. A., Bianchini, G., Borucki, W., Coradini, M., Coustenis, A., Falkner, P., Flamini, E., Grard, R., Hamelin, M., Harri, A. M., Leppelmeier, G. W., Lopez-Moreno, J. J., McDonnell, J. A. M., McKay, C. P., Neubauer, F. H., Pedersen, A., Picardi, G., Pirronello, V., Rodrigo, R., Schwingenschuh, K., Seiff, A., Svedhem, H., Vanzani, V. et Zarnecki, J. (2002). The characterisation of Titan's atmospheric physical properties by the Huygens Atmospheric Structure Instrument (HASI). *Space Science Reviews*, 104:395–431.
- Garasic, M. (2012). Crveno Jezero - the biggest sinkhole in Dinaric Karst (Croatia). In Abbasi, A. et Giesen, N., éditeurs : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 14 de *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 7132.
- Geiger, R. (1961). *Überarbeitete Neuausgabe von Geiger, R. : Köppen-Geiger/Klima der Erde (Wandkarte 1 :16 Mill.)*. Klett-Perthes, Gotha.
- Gendron, E., Coustenis, A., Drossart, P., Combes, M., Hirtzig, M., Lacombe, F., Rouan, D., Collin, C., Pau, S., Lagrange, A.-M., Mouillet, D., Rabou, P., Fusco, T. et Zins, G. (2004). VLT/NACO adaptative optics imaging of Titan. *Astronomy & Astrophysics*, 417(1):L21–L24.
- Gibbard, S. G., Macintosh, B., Gavel, D., Max, C. E., de Pater, I., Ghez, A. M., Young, E. F. et McKay, C. P. (1999). Titan : High-resolution speckle images from the Keck Telescope. *Icarus*, 139(2):189 – 201.

- Gillett, F. C. (1975). Further observations of the 8-13 micron spectrum of Titan. *The Astrophysical Journal*, 201:L41 – L43.
- Gillett, F. C., Forrest, W. J. et Merrill, K. M. (1973). 8-13 micron observations of Titan. *The Astrophysical Journal*, 184:L93 – L95.
- Gonzalez, R. C. et Woods, R. E. (1992). *Digital image processing*. Addison-Wesley Publishing Company.
- Goudie, A. S. et Thomas, D. S. G. (1985). Pans in southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29:1 – 19.
- Goudie, A. S. et Wells, G. L. (1995). The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, 38:1 – 69.
- Grasset, O. et Sotin, C. (1996). The Cooling Rate of a Liquid Shell in Titan's Interior. *Icarus*, 123(1):101 – 112.
- Grasset, O., Sotin, C. et Deschamps, F. (2000). On the internal structure and dynamics of Titan. *Planetary and Space Science*, 48(7-8):617 – 636.
- Graves, S. D. B., McKay, C. P., Griffith, C. A., Ferri, F. et Fulchigoni, M. (2008). Rain and hail can reach the surface of Titan. *Planetary and Space Science*, 56:346–357.
- Griffith, C. A. (1993). Evidence for surface heterogeneity on Titan. *Nature*, 364(6437):511 – 514.
- Griffith, C. A., Hall, J. L. et Geballe, T. R. (2000). Detection of daily clouds on Titan. *Science*, 290(5491):509–513.
- Griffith, C. A., Lora, J. M., Turner, J., Penteado, P. F., Brown, R. H., Tomasko, M. G., Doose, L. et See, C. (2012). Possible tropical lakes on Titan from observations of dark terrain. *Nature*, 486:237–239.
- Griffith, C. A., McKay, C. P. et Ferri, F. (2008). Titan's tropical storms in an evolving atmosphere. *The Astrophysical Journal*, 687:L41–L44.
- Griffith, C. A., Owen, T., Geballe, T. R., Rayner, J. et Rannou, P. (2003). Evidence for the exposure of water ice on Titan's surface. *Science*, 300:628 – 630.
- Griffith, C. A., Owen, T., Miller, G. A. et Geballe, T. (1998). Transient clouds in Titan's lower atmosphere. *Nature*, 395:575–578.
- Griffith, C. A., Owen, T. et Wagener, R. (1991). Titan's surface and troposphere, investigated with ground-based, near-infrared observations. *Icarus*, 93(2):362 – 378.
- Griffith, C. A., Penteado, P., Baines, K., Drossart, P., Barnes, J., Bellucci, G., Bibring, J., Brown, R., Buratti, B., Capaccioni, F., Cerroni, P., Clark, R., Combes, M., Coradini, A., Cruikshank, D., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D., McCord, T., Mennella, V., Nelson, R.,

- Nicholson, P., Sicardy, B., Sotin, C., Soderblom, L. A. et Kursinski, R. (2005). The evolution of titan's mid-latitude clouds. *Science*, 310(5747):474–477.
- Griffith, C. A., Penteado, P., Rannou, P., Brown, R., Boudon, V., Baines, K. H., Clark, R., Drossart, P., Buratti, B., Nicholson, P., McKay, C. P., Coustenis, A., Negrão, A. et Jaumann, R. (2006). Evidence for a polar ethane cloud on titan. *Science*, 313(5793):1620–1622.
- Griffith, C. A., Penteado, P., Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Baines, K. H., Buratti, B., Clark, R., Nicholson, P., Jaumann, R. et Sotin, C. (2009). Characterization of Clouds in Titan's Tropical Atmosphere. *The Astrophysical Journal Letters*, 702(2):L105.
- Grünert, N. (2000). *Namibia fascination of geology : A travel handbook*. Klaus Hess Publishers, Windhoek/Göttingen.
- Gudmundsson, A. (1988). Formation of collapse calderas. *Geology*, 16(9):808–810.
- Gunn, J. (2003). *Encyclopedia of caves and karst science*. Routledge.
- Gurnett, D. A., Kurth, W. S., Kirchner, D. L., Hospodarsky, G. B., Averkamp, T. F., Zarka, P., Lecacheux, A., Manning, R., Roux, A., Canu, P., Cornilleau-Wehrlin, N., Galopeau, P., Meyer, A., Boström, R., Gustafsson, G., Wahlund, J.-E., Åhlen, L., Rucker, H. O., Ladreiter, H. P., Macher, W., Woolliscroft, L. J. C., Alleyne, H., Kaiser, M. L., Desch, M. D., Farrell, W. M., Harvey, C. C., Louarn, P., Kellogg, P. J., Goetz, K. et Pedersen, A. (2004). The Cassini Radio and Plasma Wave Investigation. *Space Science Reviews*, 114:395–463.
- Han, F. X. et Singer, A. (2007). Arid zone soils : Nature and properties. In *Biogeochemistry of trace elements in arid environments*, volume 13 de *Environmental Pollution*, pages 3–44. Springer Netherlands.
- Hanel, R., Conrath, B., Flasar, F. M., Kunde, V., Maguire, W., Pearl, J., Pirraglia, J., Samuelson, R., Herath, L., Allison, M., Cruikshank, D., Gautier, D., Gierasch, P., Horn, L., Koppany, R. et Ponnamperna, C. (1981). Infrared Observations of the Saturnian System from Voyager 1. *Science*, 212(4491):192–200.
- Hanley, J., Chevrier, V. F., Berget, D. J. et Adams, R. D. (2012). Chlorate salts and solutions on Mars. *Geophysical Research Letters*, 39:L08201.
- Hapke, B. (1981). Bidirectional Reflectance Spectroscopy : 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):3039 – 3054.
- Hapke, B. (1984). Bidirectional reflectance spectroscopy : 3. Correction for macroscopic roughness. *Icarus*, 59(1):41 – 59.
- Hapke, B. (1986). Bidirectional reflectance spectroscopy : 4. The extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, 67(2):264 – 280.

- Hapke, B. (1993). *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge University Press. 455pp.
- Hapke, B. (2002). Bidirectional Reflectance Spectroscopy : 5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. *Icarus*, 157(2):523 – 534.
- Hapke, B. (2008). Bidirectional reflectance spectroscopy : 6. Effects of porosity. *Icarus*, 195(2): 918 – 926.
- Hapke, B., Denevi, B., Sato, H., Braden, S. et Robinson, M. (2012). The wavelength dependence of the lunar phase curve as seen by the Lunar Reconnaissance Orbiter wide-angle camera. *Journal of Geophysical Research*, 117:E00H15.
- Hapke, B. et Wells, E. (1981). Bidirectional Reflectance Spectroscopy : 2. Experiments and Observations. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):3055 – 3060.
- Hapke, B. W. (1963). A theoretical photometric function for the lunar surface. *Journal of Geophysical Research*, 68:4571–4586.
- Harland, D. M. (2007). Cassini-Huygens. In *Cassini at Saturn*, Springer Praxis Books, pages 173–344. Praxis.
- Harrison, K. P. (2011). A preliminary investigation of interlake groundmethane transport on Titan. In *42nd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2533–2534.
- Harrison, K. P. (2012). Thermokarst processes in Titan's lakes : Comparison with terrestrial data. In *43rd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2271–2272.
- Hartung, M., Herbst, T. M., Close, L. M., Lenzen, R., Brandner, W., Marco, O. et Lidman, C. (2004). A new VLT surface map of Titan at 1.575 microns. *Astronomy & Astrophysics*, 421(1): L17–L20.
- Hayes, A., Aharonson, O., Callahan, P., Elachi, C., Gim, Y., Kirk, R., Lewis, K., Lopes, R., Lorenz, R., Lunine, J., Mitchell, K., Mitri, G., Stofan, E. et Wall, S. (2008). Hydrocarbon lakes on Titan : Distribution and interaction with an isotropic porous regolith. *Geophysical Research Letters*, 35:L09204.
- Hayes, A. G. (2011). *Hydrocarbon lakes on Titan and their role in the methane cycle*. Thèse de doctorat, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Hayes, A. G., Aharonson, O., Lunine, J. I., Kirk, R. L., Zebker, H. A., Wye, L. C., Lorenz, R. D., Turtle, E. P., Paillou, P., Mitri, G., Wall, S. D., Stofan, E. R., Mitchell, K. L. et Elachi, C. (2011). Transient surface liquid in Titan's polar regions from Cassini. *Icarus*, 211(1):655 – 671.
- Hayes, A. G., Wolf, A. S., Aharonson, O., Zebker, H., Lorenz, R., Kirk, R. L., Paillou, P., Lunine, J., Wye, L., Callahan, P., Wall, S. et Elachi, C. (2010). Bathymetry and absorptivity of Titan's Ontario Lacus. *Journal of Geophysical Research*, 115:E09009.

- Heintz, A. et Bich, E. (2009). Thermodynamics in an icy world : The atmosphere and internal structure of Saturn's moon Titan. *Pure and Applied Chemistry*, 81(10):1903–1920.
- Henye, L. G. et Greenstein, J. L. (1941). Diffuse radiation in the galaxy. *The Astrophysical Journal*, 93:70–83.
- Herschel, J. F. W. (1847). *Results of astronomical observations made during the year 1834-8 at the Cape of Good Hope : Being the completion of a telescopic survey of the whole surface of the visible heavens*. Smith, Elder and Co., Cornhill.
- Hipondoka, M. H. T. (2005). *The development and evolution of Etosha Pan, Namibia*. Thèse de doctorat, University of Wurzburg (Germany). 154pp.
- Hirtzig, M., Coustenis, A., Gendron, E., Drossart, P., Negrão, A., Combes, M., Lai, O., Rannou, P., Lebonnois, S. et Luz, D. (2006). Monitoring atmospheric phenomena on Titan. *Astronomy and Astrophysics*, 456(2):761–774.
- Hirtzig, M., Coustenis, A., Lai, O., Emsellem, E., Pecontal-Rousset, A., Rannou, P., Negrão, A. et Schmitt, B. (2005). Near-infrared study of Titan's resolved disk in spectro-imaging with CFHT/OASIS. *Planetary and Space Science*, 53(5):535 – 556.
- Hopkins, D. M. (1949). Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geology*, 57:119–131.
- Hourdin, F., Lebonnois, S., Luz, D. et Rannou, P. (2004). Titan's stratospheric composition driven by condensation and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 109:E12005.
- Huertas, A. et Meridioni, G. (1986). Detection of intensity changes with sub-pixel accuracy using Laplacian-Gaussian masks. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 8(5):651–664.
- Hueso, R. et Sánchez-Lavaga, A. (2006). Methane storms on Saturn's moon Titan. *Nature*, 442:428 – 431.
- Hunten, D. M. (1978). A Titan atmosphere with a surface temperature of 200K. In Hunten, D. M. et Morrison, D., éditeurs : *NASA Conference Publication*, volume 2068 de *NASA Conference Publication*, pages 127–140.
- Iess, L., Jacobson, R. A., Ducci, M., Stevenson, D. J., Lunine, J. I., Armstrong, J. W., Asmar, S. W., Racioppa, P., Rappaport, N. J. et Tortora, P. (2012). The tides of Titan. *Science*, 337(6093):457–459.
- Iess, L., Rappaport, N. J., Jacobson, R. A., Racioppa, P., Stevenson, D. J., Tortora, P., Armstrong, J. W. et Asmar, S. W. (2010). Gravity field, shape, and moment of inertia of Titan. *Science*, 327(5971):1367–1369.

- Imanaka, H., Khare, B. N., Elsila, J. E., Bakes, E. L., McKay, C. P., Cruikshank, D. P., Sugita, S., Matsui, T. et Zare, R. N. (2004). Laboratory experiments of Titan tholin formed in cold plasma at various pressures : implications for nitrogen-containing polycyclic aromatic compounds in Titan haze. *Icarus*, 168(2):344 – 366.
- Ingersoll, A. P. (1970). Mars : Occurrence of liquid water. *Science*, 168(3934):972–973.
- Israel, G., Cabane, M., Brun, J.-F., Niemann, H., Way, S., Riedler, W., Steller, M., Raulin, F. et Coscia, D. (2002). Huygens Probe Aerosol Collector Pyrolyser Experiment. *Space Science Reviews*, 104:433–468.
- Israel, G., Szopa, C., Raulin, F., Cabane, M., Niemann, H. B., Atreya, S. K., Bauer, S. J., Brun, J., Chassefiere, E., Coll, P., Conde, E., Coscia, D., Hauchecorne, A., Millian, P., Nguyen, M.-J., Owen, T., Riedler, W., Samuelson, R., Siguier, J., Steller, M., Sternberg, R. et Vidal-Madjar, C. (2005). Complex organic matter in Titan's atmospheric aerosols from in situ pyrolysis and analysis. *Nature*, 438:796 – 799.
- Jacobson, R. A., Antreasian, P. G., Bordi, J. J., Criddle, K. E., Ionasescu, R., Jones, J. B., Mackenzie, R. A., Meek, M. C., Parcher, D., Pelletier, F. J., W. M. Owen, J., Roth, D. C., Roundhill, I. M. et Stauch, J. R. (2006). The Gravity Field of the Saturnian System from Satellite Observations and Spacecraft Tracking Data. *The Astronomical Journal*, 132(6):2520–2526.
- Jacquemart, D., Lellouch, E., Bézard, B., de Bergh, C., Coustenis, A., Lacome, N., Schmitt, B. et Tomasko, M. (2008). New laboratory measurements of ch₄ in titan's conditions and a reanalysis of the disr near-surface spectra at the huygens landing site. *Planetary and Space Science*, 56(5): 613 – 623.
- Janssen, M. A., Le Gall, A. et Wye, L. C. (2011). Anomalous radar backscatter from Titan's surface ? *Icarus*, 212(1):321 – 328.
- Janssen, M. A., Lorenz, R. D., West, R., Paganelli, F., Lopes, R. M., Kirk, R. L., Elachi, C., Wall, S. D., Johnson, W. T. K., Anderson, Y., Boehmer, R. A., Callahan, P., Gim, Y., Hamilton, G. A., Kelleher, K. D., Roth, L., Stiles, B. et Le Gall, A. (2009). Titan's surface at 2.2-cm wavelength imaged by the Cassini RADAR radiometer : Calibration and first results. *Icarus*, 200(1):222 – 239.
- Jaumann, R., Brown, R. H., Stephan, K., Barnes, J. W., Soderblom, L. A., Sotin, C., Le Mouélic, S., Clark, R. N., Soderblom, J., Buratti, B. J., Wagner, R., McCord, T. B., Rodriguez, S., Baines, K. H., Cruikshank, D. P., Nicholson, P. D., Griffith, C. A., Langhans, M. et Lorenz, R. D. (2008). Fluvial erosion and post-erosional processes on Titan. *Icarus*, 197(2):526 – 538.
- Jaumann, R., Kirk, R. L., Lorenz, R. D., Lopes, R. M. C., Stofan, E., Turtle, E. P., Keller, H. U., Wood, C. A., Sotin, C., Soderblom, L. A. et Tomasko, M. G. (2009). *Titan from Cassini-Huygens*, R. H. Brown, J.-P. Lebreton, J. H. Waite (eds), chapitre Geology and surface processes on Titan, pages 75 – 140. Springer.

- Jeans, J. H. (1955). *The dynamical theory of gases*. Dover, 1955, 4th ed.
- Jennings, D. E., Flasar, F. M., Kunde, V. G., Samuelson, R. E., Pearl, J. C., Nixon, C. A., Carlson, R. C., Mamoutkine, A. A., Brasunas, J. C., Guandique, E., Achterberg, R. K., Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Segura, M. E., Albright, S. A., Elliott, M. H., Tingley, J. S., Calcutt, S., Coustenis, A. et Courtin, R. (2009). Titan's surface brightness temperatures. *The Astrophysical Journal Letters*, 691(2):L103–L105.
- Jones, D. E., Tsurutani, B. T., Smith, E. J., Walker, R. J. et Sonett, C. P. (1980). A Possible Magnetic Wake of Titan : Pioneer 11 Observations. *Journal of Geophysical Research*, 85(A11): 5835–5840.
- Juneja, M. et Singh Sandhu, P. (2009). Performance evaluation of edge detection techniques for images in spatial domain. *International Journal of Computer Theory and Engineering*, 1(5): 614–621.
- Kargel, J. S., Furfaro, R., Hays, C. C., Lopes, R. M. C., Lunine, J. I., Mitchell, K. L., Wall, S. D. et the Cassini RADAR Team (2007). Titan's GOO-sphere : glacial, permafrost, evaporite, and other familiar processes involving exotic materials. In *38th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1992–1993.
- Karkoschka, E. et Tomasko, M. G. (2009). Rain and dewdrops on Titan based on *in situ* imaging. *Icarus*, 199(2):442 – 448.
- Karkoschka, E., Tomasko, M. G., Doose, L. R., See, C., McFarlane, E. A., Schröder, S. E. et Rizk, B. (2007). DISR imaging and the geometry of the descent of the Huygens probe within Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science*, 55(13):1896 – 1935.
- Khare, B. N. et Sagan, C. (1973). Red clouds in reducing atmospheres. *Icarus*, 20(3):311 – 321.
- Khare, B. N., Sagan, C., Arakawa, E. T., Suits, F., Callcott, T. A. et Williams, M. W. (1984a). Optical constants of organic tholins produced in a simulated Titanian atmosphere : From soft X-ray to microwave frequencies. *Icarus*, 60(1):127 – 137.
- Khare, B. N., Sagan, C., Thompson, W. R., Arakawa, E. T., Suits, F., Callcott, T. A., Williams, M. W., Shrader, S., Ogino, H., Willingham, T. O. et Nagyt, B. (1984b). The organic aerosols of Titan. *Advances in Space Research*, 4(12):59 – 68.
- Kienle, J., Kyle, P. R., Self, S., Motyka, R. J. et Lorenz, V. (1980). Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7:11–37.
- Kim, S. J. et Caldwell, J. (1982). The abundance of CH₃D in the atmosphere of Titan, derived from 8- to 14- μ m thermal emission. *Icarus*, 52(3):473 – 482.
- Kim, S. J., Trafton, L. M. et Geballe, T. R. (2008). No evidence of morning or large-scale drizzle on Titan. *The Astrophysical Journal*, 679:L53 – L56.

- Kirk, R. L. et Howington-Kraus, E. (2008). Radargrammetry on three planets. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(B4):973 – 980.
- Kirk, R. L., Howington-Kraus, E., Barnes, J. W., Hayes, A. G., Lopes, R. M., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Mitchell, K. L., Stofan, E. R. et Wall, S. D. (2010). La Sotra y las otras : Topographic evidence for (and against) cryovolcanism on Titan (Invited). *In AGU Fall Meeting Abstracts*, page A3.
- Kirk, R. L., Howington-Kraus, E., Mitchell, K. L., Hensley, S., Stiles, B. W. et the Cassini RADAR Team (2007). First stereoscopic Radar images of Titan. *In 38th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1427–1428.
- Kirk, R. L., Howington-Kraus, E., Redding, B., Callahan, P. S., Hayes, A. G., Le Gall, A., Lopes, R. M. C., Lorenz, R. D., Lucas, A., Mitchell, K. L., Neish, C. D., Aharonson, O., Radebaugh, J., Stiles, B. W., Stofan, E. R., Wall, S. D. et Wood, C. A. (2012). Topographic mapping of Titan : Latest results. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2759–2760.
- Kliore, A. J., Anderson, J. D., Armstrong, J. W., Asmar, S. W., Hamilton, C. L., Rappaport, N. J., Wahlquist, H. D., Ambrosini, R., Flasar, F. M., French, R. G., Iess, L., Marouf, E. A. et Nagy, A. F. (2004). Cassini Radio Science. *Space Science Reviews*, 115:1–70.
- Köppen, W. (1931). *Grundriss der Klimakunde (Outline of climate science)*. Walter de Gruyter.
- Kossacki, K. J. et Lorenz, R. D. (1996). Hiding Titan's ocean : densification and hydrocarbon storage in an icy regolith. *Planetary and Space Science*, 44(9):1029 – 1037.
- Krasnopolsky, V. A. (2009). A photochemical model of Titan's atmosphere and ionosphere. *Icarus*, 201(1):226 – 256.
- Krimigis, S. M., Mitchell, D. G., Hamilton, D. C., Livi, S., Dandouras, J., Jaskulek, S., Armstrong, T. P., Boldt, J. D., Cheng, A. F., Gloeckler, G., Hayes, J. R., Hsieh, K. C., Ip, W.-H., Keath, E. P., Kirsch, E., Krupp, N., Lanzerotti, L. J., Lundgren, R., Mauk, B. H., McEntire, R. W., Roelof, E. C., Schlemm, C. E., Tossman, B. E., Wilken, B. et Williams, D. J. (2004). Magnetosphere Imaging Instrument (MIMI) on the Cassini Mission to Saturn/Titan. *Space Science Reviews*, 114:233–329.
- Kuiper, G. P. (1944). Titan : A satellite with an atmosphere. *The Astrophysical Journal*, 100:378.
- Kunde, V. G., Aikin, A. C., Hanel, R. A., Jennings, D. E., Maguire, W. C. et Samuelson, R. E. (1981). C_4H_2 , HC_3N and C_2N_2 in Titan's atmosphere. *Nature*, 292(5825):686 – 688.
- Laity, J. (2008). *Deserts and desert environments*. Wiley-Blackwell Publications, Chichester, United Kingdom.
- Lambert, J. H. (1760). *Photometria sive de mensura de gratibus luminis, colorum umbrae*. Eberhard Klett.

- Lancaster, N. (2006). Planetary Science : Linear dunes on Titan. *Science*, 312:702–703.
- Langhans, M. H., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Baines, K. H., Nicholson, P. D., Lorenz, R. D., Soderblom, L. A., Soderblom, J. M., Sotin, C., Barnes, J. W. et Nelson, R. (2012). Titan's fluvial valleys : Morphology, distribution, and spectral properties. *Planetary and Space Science*, 60(1):34 – 51.
- Lara, L. M., Lellouch, E., López-Moreno, J. J. et Rodrigo, R. (1996). Vertical distribution of Titan's atmospheric neutral constituents. *Journal of Geophysical Research*, 101(E10):23161–23283.
- Lara, L. M., Lorenz, R. D. et Rodrigo, R. (1994). Liquids and solids on the surface of Titan : Results of a new photochemical model. *Planetary and Space Science*, 42(1):5 – 14.
- Lavvas, P., Griffith, C. A. et Yelle, R. V. (2011). Condensation in Titan's atmosphere at the Huygens landing site. *Icarus*, 215(2):732 – 750.
- Lavvas, P., Yelle, R. V. et Griffith, C. A. (2010). Titan's vertical aerosol structure at the Huygens landing site : Constraints on particle size, density, charge, and refractive index. *Icarus*, 210(2): 832 – 842.
- Lavvas, P., Yelle, R. V. et Vuitton, V. (2009). The detached haze layer in Titan's mesosphere. *Icarus*, 201(2):626 – 633.
- Lavvas, P. P., Coustenis, A. et Vardavas, I. M. (2008a). Coupling photochemistry with haze formation in Titan's atmosphere, Part I : Model description. *Planetary and Space Science*, 56(1):27 – 66.
- Lavvas, P. P., Coustenis, A. et Vardavas, I. M. (2008b). Coupling photochemistry with haze formation in Titan's atmosphere, Part II : Results and validation with Cassini/Huygens data. *Planetary and Space Science*, 56(1):67 – 99.
- Le Corre, L. (2009). *Géologie de Titan à partir des données de spectro-imagerie infrarouge et radar de la mission Cassini*. Thèse de doctorat, Université de Nantes (France). 246pp.
- Le Corre, L., Le Mouélic, S., Sotin, C., Combe, J.-P., Rodriguez, S., Barnes, J. W., Brown, R. H., Buratti, B. J., Jaumann, R., Soderblom, J., Soderblom, L. A., Clark, R., Baines, K. H. et Nicholson, P. D. (2009). Analysis of a cryolava flow-like feature on Titan. *Planetary and Space Science*, 57(7):870 – 879.
- Le Gall, A., Hayes, A. G., Ewing, R., Janssen, M. A., Radebaugh, J., Savage, C. et Encrenaz, P. (2012). Latitudinal and altitudinal controls of Titan's dune field morphometry. *Icarus*, 217(1): 231 – 242.
- Le Gall, A., Janssen, M. A., Paillou, P., Lorenz, R. D. et Wall, S. D. (2010). Radar-bright channels on Titan. *Icarus*, 207(2):948 – 958.

- Le Gall, A., Janssen, M. A., Wye, L. C., Hayes, A. G., Radebaugh, J., Savage, C., Zebker, H., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Kirk, R. L., Lopes, R. M. C., Wall, S., Callahan, P., Stofan, E. R. et Farr, T. (2011). Cassini SAR, radiometry, scatterometry and altimetry observations of Titan's dune fields. *Icarus*, 213(2):608 – 624.
- Le Mouélic, S., Cornet, T., Rodriguez, S., Sotin, C., Barnes, J. W., Baines, K. H., Brown, R. H., Lefèvre, A., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2012a). Global mapping of Titan's surface using an empirical processing method for the atmospheric and photometric correction of Cassini/VIMS images. *Planetary and Space Science*, 73:178 – 190.
- Le Mouélic, S., Cornet, T., Rodriguez, S., Sotin, C., Barnes, J. W., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2010). Global Mapping of Titan in the infra-red using a heuristic approach to decorrelate surface and atmospheric components. In *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Hyperspectral Image and Signal Processing : Evolution in Remote Sensing, WHISPERS*.
- Le Mouélic, S., Langevin, Y. et Erard, S. (1999). A new reduction approach for the Clementine near infrared data set : Application to Aristillus, Aristarchus and Kepler. *Journal of Geophysical Research*, 104(E2):3833–3843.
- Le Mouélic, S., Paillou, P., Janssen, M. A., Barnes, J. W., Rodriguez, S., Sotin, C., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Crapeau, M., Encrenaz, P. J., Jaumann, R., Geudtner, D., Paganelli, F., Soderblom, L., Tobie, G. et Wall, S. (2008). Mapping and interpretation of Sinlap crater on Titan using Cassini VIMS and RADAR data. *Journal of Geophysical Research*, 113:E04003.
- Le Mouélic, S., Rannou, P., Rodriguez, S., Sotin, C., Griffith, C. A., Le Corre, L., Barnes, J. W., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Nicholson, P. D. et Tobie, G. (2012b). Dissipation of Titan's north polar cloud at northern spring equinox. *Planetary and Space Science*, 60(1):86 – 92.
- Lebonnois, S., Bakes, E. L. O. et McKay, C. P. (2002). Transition from Gaseous Compounds to Aerosols in Titan's Atmosphere. *Icarus*, 159(2):505 – 517.
- Lebreton, J.-P. et Matson, D. L. (2002). The Huygens probe : Science, payload and mission overview. *Space Science Reviews*, 104:59–100.
- Lebreton, J.-P., Witasse, O., Sollazzo, C., Blancquaert, T., Couzin, P., Schipper, A.-M., Jones, J. B., Matson, D. L., Gurvits, L. I., Atkinson, D. H., Kazeminejad, B. et Pérez-Ayúcar, M. (2005). An overview of the descent and landing of the Huygens probe on Titan. *Nature*, 438(7069):758–764.
- Lellouch, E., Coustenis, A., Gautier, D., Raulin, F., Dubouloz, N. et Frère, C. (1989). Titan's atmosphere and hypothesized ocean : A reanalysis of the Voyager 1 radio-occultation and IRIS 7.7- μm data. *Icarus*, 79(2):328 – 349.

- Lellouch, E., Coustenis, A., Sebag, B., Cuby, J.-G., López-Valverde, M., Schmitt, B., Fouchet, T. et Crovisier, J. (2003). Titan's 5- μ m window : observations with the Very Large Telescope. *Icarus*, 162(1):125 – 142.
- Lemmon, M. T., Karkoschka, E. et Tomasko, M. (1993). Titan's rotation : Surface feature observed. *Icarus*, 103(2):329 – 332.
- Lemmon, M. T., Karkoschka, E. et Tomasko, M. (1995). Titan's rotational light-curve. *Icarus*, 113(1):27 – 38.
- Lewin, J. et Woodward, J. C. (2009). Woodward, J. C., editor(s), *The physical geography of the Mediterranean, 1st ed*, chapitre Karst geomorphology and environmental change, pages 287–317. Oxford University Press.
- Lindal, G. F., Wood, G. E., Hotz, H. B., Sweetnam, D. N., Eshleman, V. R. et Tyler, G. L. (1983). The atmosphere of Titan : An analysis of the Voyager 1 radio occultation measurements. *Icarus*, 53(2):348 – 363.
- Lipman, P. W. (2000). *Encyclopedia of volcanoes*, chapitre Calderas, pages 643–662. Sigurdsson, H. (Ed.), Academic Press, San Francisco, CA.
- Litwin, K. L., Zygielbaum, B. R., Polito, P. J., Sklar, L. S. et Collins, G. C. (2012). Influence of temperature, composition, and grain size on the tensile failure of water ice : Implications for erosion on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 117:E08013.
- Lopes, R. M. C., Mitchell, K. L., Wall, S. D., Mitri, G., Janssen, M., Ostro, S., Kirk, R. L., Hayes, A. G., Stofan, E. R., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Wood, C., Radebaugh, J., Paillou, P., Zebker, H. et Paganelli, F. (2007). The lakes and seas of Titan. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 88(51):569 – 576.
- Lopes, R. M. C., Stofan, E. R., Peckyno, R., Radebaugh, J., Mitchell, K. L., Mitri, G., Wood, C. A., Kirk, R. L., Wall, S. D., Lunine, J. I., Hayes, A., Lorenz, R., Farr, T., Wye, L., Craig, J., Ollerenshaw, R. J., Janssen, M., LeGall, A., Paganelli, F., West, R., Stiles, B., Callahan, P., Anderson, Y., Valora, P. et Soderblom, L. (2010). Distribution and interplay of geologic processes on Titan from Cassini radar data. *Icarus*, 205(2):540 – 558.
- Lora, J. M., Goodman, P. J., Russell, J. L. et Lunine, J. I. (2011). Insolation in Titan's troposphere. *Icarus*, 216(1):116 – 119.
- Lorenz, R. D. (1993). The life, death and afterlife of a raindrop on Titan. *Planetary and Space Science*, 41(9):647 – 655.
- Lorenz, R. D. (1995). Raindrops on Titan. *Advances in Space Research*, 15(3):317 – 320.
- Lorenz, R. D. (2000). Planetary Science : The Weather on Titan. *Science*, 290(5491):467 – 468.

- Lorenz, R. D. (2006). Thermal interactions of the Huygens probe with the Titan environment : Constraint on near-surface wind. *Icarus*, 182:559 – 566.
- Lorenz, R. D., Griffith, C. A., Lunine, J. I., McKay, C. P. et Rennò, N. O. (2005). Convective plumes and the scarcity of Titan's clouds. *Geophysical Research Letters*, 32:L01201.
- Lorenz, R. D., Jackson, B. et Hayes, A. (2010a). Racetrack and Bonnie Claire : Southwestern US playa lakes as analogs for Ontario Lacus, Titan. *Planetary and Space Science*, 58(4):724 – 731.
- Lorenz, R. D., Lopes, R. M., Paganelli, F., Lunine, J. I., Kirk, R. L., Mitchell, K. L., Soderblom, L. A., Stofan, E. R., Ori, G., Myers, M., Miyamoto, H. F., Radebaugh, J., Stiles, B., Wall, S. D., Wood, C. A. et the Cassini RADAR Team (2008a). Fluvial channels on Titan : Initial Cassini RADAR observations. *Planetary and Space Science*, 56(8):1132 – 1144.
- Lorenz, R. D. et Lunine, J. I. (1996). Erosion on Titan : Past and present. *Icarus*, 122(1):79 – 91.
- Lorenz, R. D. et Lunine, J. I. (2002). Titan's snowline. *Icarus*, 158(2):557 – 559.
- Lorenz, R. D. et Lunine, J. I. (2005). Titan's surface before Cassini. *Planetary and Space Science*, 53(5):557 – 576.
- Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Grier, J. A. et Fisher, M. A. (1995). Prediction of aeolian features on planets : Application to Titan paleoclimatology. *Journal of Geophysical Research*, 100(E12): 26377 – 26386.
- Lorenz, R. D., Lunine, J. I. et Neish, C. D. (2011a). Cyanide soap ? Dissolved materials in Titan's seas. In *EPSC-DPS2011*, volume 6, page 488.
- Lorenz, R. D., Mitchell, K. L., Kirk, R. L., Hayes, A. G., Aharonson, O., Zebker, H. A., Paillou, P., Radebaugh, J., Lunine, J. I., Janssen, M. A., Wall, S. D., Lopes, R. M., Stiles, B., Ostro, S., Mitri, G. et Stofan, E. R. (2008b). Titan's inventory of organic surface materials. *Geophysical Research Letters*, 35:L02206.
- Lorenz, R. D., Newman, C. et Lunine, J. I. (2010b). Threshold of wave generation on Titan's lakes and seas : Effect of viscosity and implications for Cassini observations. *Icarus*, 207(2):932 – 937.
- Lorenz, R. D. et Radebaugh, J. (2009). Global pattern of Titan's dunes : Radar survey from the Cassini prime mission. *Geophysical Research Letters*, 36:L03202.
- Lorenz, R. D. et Sotin, C. (2010). Planetary Science : The moon that would be a planet. *Scientific American*, 302:36 – 43.
- Lorenz, R. D. et Turtle, E. P. (2012). How often does it rain on Titan ? In *43rd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2472+/-.
- Lorenz, R. D., Turtle, E. P., Stiles, B., Gall, A. L., Hayes, A., Aharonson, O., Wood, C. A., Stofan, E. et Kirk, R. (2011b). Hypsometry of Titan. *Icarus*, 211(1):699 – 706.

- Lorenz, R. D., Wall, S., Radebaugh, J., Boubin, G., Reffet, E., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R., Kirk, R., Elachi, C., Lunine, J., Mitchell, K., Paganelli, F., Soderblom, L., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Ori, G. G., Franceschetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S., Flamini, E. et West, R. (2006). The sand seas of Titan : Cassini RADAR observations of longitudinal dunes. *Science*, 312(5774):724–727.
- Lorenz, R. D., Wood, C. A., Lunine, J. I., Wall, S. D., Lopes, R. M., Mitchell, K. L., Paganelli, F., Anderson, Y. Z., Wye, L., Tsai, C., Zebker, H. et Stofan, E. R. (2007). Titan's young surface : Initial impact crater survey by Cassini RADAR and model comparison. *Geophysical Research Letters*, 34:L07204.
- Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bulletin of Volcanology*, 37:183–204.
- Lorenz, V. (1985). Maars and diatremes of phreatomagmatic origin ; a review. *South African Journal of Geology*, 88(2):459–470.
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48:265–274.
- Low, F. J. et Rieke, G. H. (1974). Infrared Photometry of Titan. *The Astrophysical Journal*, 190:L143–L145.
- Lowenstein, T. K. et Hardie, L. A. (1985). Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32:627 – 644.
- Lunine, J. I. et Atreya, S. K. (2008). The methane cycle on Titan. *Nature*, 1:159–164.
- Lunine, J. I., Elachi, C., Wall, S. D., Janssen, M. A., Allison, M. D., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Franceschetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W. T. K., Kelleher, K., Kirk, R. L., Lopes, R. M., Lorenz, R., Muhleman, D. O., Orosei, R., Ostro, S. J., Paganelli, F., Paillou, P., Picardi, G., Posa, F., Radebaugh, J., Roth, L. E., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L. A., Stiles, B., Stofan, E. R., Vetrella, S., West, R., Wood, C. A., Wye, L., Zebker, H., Alberti, G., Karkoschka, E., Rizk, B., McFarlane, E., See, C. et Kazeminejad, B. (2008a). Titan's diverse landscapes as evidenced by Cassini Radar's third and fourth looks at Titan. *Icarus*, 195(1):415 – 433.
- Lunine, J. I. et Lorenz, R. D. (2009). Rivers, Lakes, Dunes, and Rain : Crustal Processes in Titan's Methane Cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37:299 – 320.
- Lunine, J. I., Mitri, G., Elachi, C., Stofan, E., Lorenz, R., Kirk, R. L., Mitchell, K., Lopes, R., Wood, C. A., Radebaugh, J., Wall, S. D., Soderblom, L. A., Paillou, P., Farr, T., Stiles, B., Callahan, P., et the RADAR Science Team (2008b). Lack of south polar methane lakes on Titan. In *39th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1637–1638.

- Lunine, J. I., Stevenson, D. J. et Yung, Y. L. (1983). Ethane ocean on Titan. *Science*, 222(4629): 1229 – 1230.
- Luspay-Kuti, A., Chevrier, V. F., Wasiak, F. C., Roe, L. A., Welivitiya, W. D. D. P., Cornet, T., Singh, S. et Rivera-Valentin, E. G. (2012). Experimental simulations of CH₄ evaporation on Titan. *Geophysical Research Letters*, 39(23):L23808.
- Luspay-Kuti, A., Wasiak, F. C., Chevrier, V. F., Blackburn, D. G. et Roe, L. (2011). Measuring evaporation rates of methane under simulated Titan conditions. *In 42nd Lunar and Planetary Science Conference*, page 1736.
- Luspay-Kuti, A., Wasiak, F. C., Chevrier, V. F., Magar, S. S., Welivitiya, W. D. D. P., Roe, L. A. et Cornet, T. (2012a). Experimental simulations of liquid methane evaporation under Titan surface conditions. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 2287.
- Luspay-Kuti, A., Wasiak, F. C., Chevrier, V. F., Welivitiya, W. D. D. P., Roe, L. A., Cornet, T. et Magar, S. S. (2012b). Liquid hydrocarbon evaporation under simulated Titan conditions. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 2408.
- Magee, B. A., Waite, J. H., Mandt, K. E., Westlake, J., Bell, J. et Gell, D. A. (2009). INMS-derived composition of Titan's upper atmosphere : Analysis methods and model comparison. *Planetary and Space Science*, 57(14-15):1895 – 1916.
- Maguire, W. C., Hanel, R. A., Jennings, D. E., Kunde, V. G. et Samuelson, R. E. (1981). C₃H₈ and C₃H₄ in Titan's atmosphere. *Nature*, 292(5825):683–686.
- Maini, R. et Aggarwal, H. (2009). Study and comparison of various edge detection techniques. *International Journal of Image Processing*, 3(1):1–11.
- Malaska, M., Radebaugh, J., Le Gall, A., Mitchell, K., Lopes, R. et Wall, S. (2011a). High-volume meandering channels in Titan's south polar region. *In 42nd Lunar and Planetary Institute Science Conference*, pages 1562–1563.
- Malaska, M., Radebaugh, J., Lorenz, R., Mitchell, K., Farr, T. et Stofan, E. (2010). Identification of karst-like terrain on Titan from valley analysis. *In 41st Lunar and Planetary Institute Science Conference*, pages 1544 – 1545.
- Malaska, M., Radebaugh, J., Mitchell, K., Lopes, R., Wall, S. et Lorenz, R. (2011b). Surface dissolution model for Titan karst. *In First International Planetary Cave Research Workshop*, pages 8018–8019.
- Maliva, R. et Missimer, T. (2012). *Arid lands water evaluation and management, environmental science and engineering*, chapitre Aridity and droughts, pages 21–39. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Manville, V. (2010). An overview of break-out floods from intracaldera lakes. *Global and Planetary Change*, 70:14–23.

- Marker, M. E. et Holmes, P. J. (1995). Lunette dunes in the northeast Cape, South Africa, as geomorphic indicators of palaeoenvironmental change. *Catena*, 24:259 – 273.
- Marr, D. et Hildreth, E. (1980). Theory of edge detection. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B* 207:187–217.
- Marsh, A. et Seely, M. (1992). *Oshanas, sustaining people, environment and development in Central Owambo, Namibia*. Desert Research Foundation of Namibia, Windhoek, Namibia.
- Massé, M., Le Mouélic, S., Bourgeois, O., Combe, J.-P., Le Deit, L., Sotin, C., Bibring, J.-P., Gondet, B. et Langevin, Y. (2008). Mineralogical composition, structure, morphology, and geological history of Aram Chaos crater fill on Mars derived from OMEGA Mars Express data. *Journal of Geophysical Research*, 113:E12006.
- Mather, P. M. (2004). *Computer processing of remotely-sensed images, An introduction, Third Edition*. Jon Wiley & Sons, Ltd. 324pp.
- Matson, D., Spilker, L. et Lebreton, J.-P. (2002). The Cassini/Huygens Mission to the Saturnian System. *Space Science Reviews*, 104:1–58.
- McCord, T., Coradini, A., Hibbitts, C., Capaccioni, F., Hansen, G., Filacchione, G., Clark, R., Cerro, P., Brown, R., Baines, K., Bellucci, G., Bibring, J.-P., Buratti, B., Bussoletti, E., Combes, M., Cruikshank, D., Drossart, P., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D., Nelson, R., Nicholson, P., Sicardy, B. et Sotin, C. (2004). Cassini VIMS observations of the Galilean satellites including the VIMS calibration procedure. *Icarus*, 172(1):104 – 126.
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Buratti, B. J., Clark, R. N., Cruikshank, D. P., D'Aversa, E., Griffith, C. A., Baines, K. H., Brown, R. H., Dalle Ore, C. M., Filacchione, G., Formisano, V., Hibbitts, C. A., Jaumann, R., Lunine, J. I., Nelson, R. M., Sotin, C. et the Cassini VIMS Team (2006). Composition of Titan's surface from Cassini VIMS. *Planetary and Space Science*, 54:1524 – 1539.
- McCord, T. B., Hayne, P., Combes, J., Hansen, G. B., Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Baines, K. H., Buratti, B. J., Sotin, C., Nicholson, P., Jaumann, R. et Nelson, R. a. (2008). Titan's surface : Search for spectral diversity and composition using the Cassini VIMS investigation. *Icarus*, 194:212 – 242.
- McEwen, A., Turtle, E., Perry, J., Dawson, D., Fussner, S., Collins, G., Porco, C., Johnson, T. et Soderblom, L. (2005). Mapping and monitoring the surface of Titan. *Bulletin of the American Astronomical Society*, 37(53.04):739. DPS Meeting 37.
- McKay, C. P., Coustenis, A., Samuelson, R. E., Lemmon, M. T., Lorenz, R. D., Cabane, M., Rannou, P. et Drossart, P. (2001). Physical properties of the organic aerosols and clouds on Titan. *Planetary and Space Science*, 49(1):79 – 99.

- McKay, C. P., Pollack, J. B. et Courtin, R. (1989). The thermal structure of Titan's atmosphere. *Icarus*, 80(1):23 – 53.
- McKay, C. P., Pollack, J. B. et Courtin, R. (1991). The greenhouse and antigreenhouse effects on Titan. *Science*, 253(5024):1118–1121.
- Meier, R., Smith, B. A., Owen, T. C. et Terrile, R. J. (2000). The Surface of Titan from NICMOS observations with the Hubble Space Telescope. *Icarus*, 145(2):462 – 473.
- Meigs, P. (1953). *Reviews of Research on Arid Zone Hydrology*, chapitre World distribution of arid and semi-arid homoclimates, pages 203–210. UNESCO.
- Mendelsohn, J., Jarvis, A., Roberts, C. et Robertson, T. (2002). *Atlas of Namibia. A portrait of the land and its people*. David Philips Publishers. 200 pp.
- Merle, O., Barde-Cabussone, S. et van Wyk de Vries, B. (2010). Hydrothermal calderas. *Bulletin of Volcanology*, 72(2):131–147.
- Miller, M. B. (2005). Geological landscapes of the Death Valley region. *Earth-Science Reviews*, 73(1-4):17 – 30.
- Miller, R. M. (1997). Chapter 11 : The Owambo basin of northern Namibia. In Selley, R. C., éditeur : *African Basins*, volume 3 de *Sedimentary Basins of the World*, pages 237 – 268. Elsevier.
- Miller, R. M., Pickford, M. et Senut, B. (2010). The geology, palaeontology and evolution of the Etosha Pan, Namibia : Implications for terminal Kalahari deposition. *South African Journal of Geology*, 113(3):307 – 334.
- Minnaert, M. (1941). The reciprocity principle in lunar photometry. *The Astrophysical Journal*, 93:403–410.
- Mishchenko, M., Tishkovets, V. et Litvinov, P. (2002). *Optics of Cosmic Dust, Exact results of the vector theory of coherent backscattering from discrete random media : an overview*. G. Videen and M. Kocifaj (eds.).
- Mitchell, J. L. (2008). The drying of Titan's dunes : Titan's methane hydrology and its impact on atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 113:E08015.
- Mitchell, J. L., Ádámkovics, M., Caballero, R. et Turtle, E. P. (2011). Locally enhanced precipitation organized by planetary-scale waves on Titan. *Nature Geoscience*, 4:589 – 592.
- Mitchell, J. L., Pierrehumbert, R. T., Frierson, D. M. et Caballero, R. (2009). The impact of methane thermodynamics on seasonal convection and circulation in a model Titan atmosphere. *Icarus*, 203(1):250 – 264.
- Mitchell, J. L., Pierrehumbert, R. T., Frierson, D. M. W., et Caballero, R. (2006). The dynamics behind Titan's methane clouds. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(49): 18421–18426.

- Mitchell, K. L., Kargel, J. S., Wood, C. A., Radebaugh, J., Lopes, R. M. C., Lunine, J. I., Stofan, E. R., Kirk, R. L. et the Cassini RADAR Team (2007). Titan's crater lakes : Caldera VS karst ? *In 38th Lunar and Planetary Science*, pages 2061–2064.
- Mitchell, K. L., Lopes, R. M. C., Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Stofan, E. R., Wall, S. D., Kargel, J. S., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Ostro, S. J., Farr, T. et the Cassini RADAR Team (2008). The formation of high latitude karst lakes on Titan and implications for the existence of polar caps. *In 39th Lunar and Planetary Institute Science Conference*, pages 2170–2171.
- Mitchell, K. L. et Malaska, M. (2011). Karst on Titan. *In First International Planetary Cave Research Workshop*, pages 8021–8022.
- Mitchell, K. L., Stiles, B. W., Veeramachaneni, C., Hayes, A., Kirk, R. L., Andrews-Hanna, J., Lorenz, R. et Stofan, E. (2011). Topography of Titan's arctic lake district : Implications for subsurface liquid alkane flow. *In 42nd Lunar and Planetary Institute Science Conference*, pages 2677–2678.
- Mitri, G., Bland, M. T., Showman, A. P., Radebaugh, J., Stiles, B., Lopes, R. M. C., Lunine, J. I. et Pappalardo, R. T. (2010). Mountains on Titan : Modeling and observations. *Journal of Geophysical Research*, 115:E10002.
- Mitri, G., Showman, A. P., Lunine, J. I. et Lopes, R. M. C. (2008). Resurfacing of Titan by ammonia-water cryomagma. *Icarus*, 196(1):216 – 224.
- Mitri, G., Showman, A. P., Lunine, J. I. et Lorenz, R. D. (2007). Hydrocarbon lakes on Titan. *Icarus*, 186(2):385 – 394.
- Moore, G. K. et Waltz, F. A. (1983). Objective procedures for lineament enhancement and extraction. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49:641–647.
- Moore, J. M. et Howard, A. D. (2010). Are the basins of Titan's Hotei Regio and Tui Regio sites of former low latitude seas ? *Geophysical Research Letters*, 37:L22205.
- Moore, J. M. et Pappalardo, R. T. (2011). Titan : An exogenic world ? *Icarus*, 212(2):790 – 806.
- Moriconi, M. L., Lunine, J. I., Adriani, A., D'Aversa, E., Negrao, A., Filacchione, G. et Coradini, A. (2010). Characterization of Titan's Ontario Lacus region from Cassini/VIMS observations. *Icarus*, 210(2):823 – 831.
- Mouginis-Mark, P. J. et Rowland, S. K. (2001). The geomorphology of planetary calderas. *Geomorphology*, 37(3-4):201 – 223.
- Muhleman, D. O., Grossman, A. W., Butler, B. J. et Slade, M. A. (1990). Radar reflectivity of Titan. *Science*, 248(4958):975–980.
- NASA (2004). Cassini-Huygens Saturn arrival. Rapport technique, National Aeronautics and Space Administration. Press kit June 2004.

- Negrão, A., Coustenis, A., Lellouch, E., Maillard, J.-P., Rannou, P., Schmitt, B., McKay, C. P. et Boudon, V. (2006). Titan's surface albedo variations over a Titan season from near-infrared CFHT/FTS spectra. *Planetary and Space Science*, 54(12):1225 – 1246.
- Neish, C. D. et Lorenz, R. D. (2012). Titan's global crater population : A new assessment. *Planetary and Space Science*, 60(1):26 – 33.
- Neish, C. D., Lorenz, R. D., Kirk, R. L. et Wye, L. C. (2010). Radarclinometry of the sand seas of Africa's Namibia and Saturn's moon Titan. *Icarus*, 208(1):385 – 394.
- Nelson, R. M., Kamp, L. W., Lopes, R. M. C., Matson, D. L., Kirk, R. L., Hapke, B. W., Wall, S. D., Boryta, M. D., Leader, F. E., Smythe, W. D., Mitchell, K. L., Baines, K. H., Jaumann, R., Sotin, C., Clark, R. N., Cruikshank, D. P., Drossart, P., Lunine, J. I., Combes, M., Bellucci, G., Bibring, J.-P., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Formisano, V., Filacchione, G., Langevin, Y., McCord, T. B., Mennella, V., Nicholson, P. D., Sicardy, B., Irwin, P. G. J. et Pearl, J. C. (2009). Photometric changes on Saturn's Titan : Evidence for active cryovolcanism. *Geophysical Research Letters*, 36:L04202.
- NGuyen, M.-J. (2007). *Nouvelles contraintes sur la nature physico-chimique des aérosols de Titan : analyse des données de la mission Cassini-Huygens et simulation expérimentale en laboratoire*. Thèse de doctorat, Université Paris XII Val-de-Marne. 220pp.
- Nicodemus, F. E., Richmond, J. C., Hsia, J. J., Ginsberg, I. W. et Limperis, T. (1977). *Geometrical considerations and nomenclature for reflectance*, volume 160. National Bureau of Standards, Department of Commerce, Washington, DC.
- Niemann, H. B., Atreya, S. K., Bauer, S. J., Biemann, K., Block, B., Carignan, G. R., Donahue, T. M., Frost, R. L., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D., Hunten, D. M., Israel, G., Lunine, J. I., Mauersberger, K., Owen, T. C., Raulin, F., Richards, J. E. et Way, S. H. (2002). The Gas Chromatograph Mass Spectrometer for the Huygens Probe. *Space Science Reviews*, 104:553–591.
- Niemann, H. B., Atreya, S. K., Bauer, S. J., Carignan, G. R., Demick, J. E., Frost, R. L., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D. N., Hunten, D. M., Israel, G., Lunine, J. I., Kasprzak, W. T., Owen, T. C., Paulkovich, M., Raulin, F., Raaen, E. et Way, S. H. (2005). The abundances of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe. *Nature*, 438:779 – 784.
- Niemann, H. B., Atreya, S. K., Demick, J. E., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D. N., Kasprzak, W. T., Lunine, J. I., Owen, T. C. et Raulin, F. (2010). Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment. *Journal of Geophysical Research*, 115:E12006.
- Olmsted, C. (1993). Scientific SAR user's guide. Rapport technique ASF-SD-003, Alaska SAR Facility.

- Osterkamp, W. R. et Wood, W. W. (1987). Playa-lake basins on the Southern High Plains of Texas and New Mexico : Part I. Hydrologic, geomorphic, and geologic evidence for their development. *Geological Society of America Bulletin*, 99(2):215–223.
- Paganelli, F., Janssen, M. A., Lopes, R. M., Stofan, E., Wall, S. D., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Kirk, R. L., Roth, L. et Elachi, C. (2008). Titan's surface from the Cassini RADAR radiometry data during SAR mode. *Planetary and Space Science*, 56(1):100 – 108.
- Paganelli, F., Janssen, M. A., Stiles, B., West, R., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Wall, S. D., Callahan, P., Lopes, R. M., Stofan, E., Kirk, R. L., Johnson, W. T. K., Roth, L., Elachi, C. et the Radar Team (2007). Titan's surface from Cassini RADAR SAR and high resolution radiometry data of the first five flybys. *Icarus*, 191(1):211 – 222.
- Paillou, P., Crapeau, M., Elachi, C., Wall, S. et Encrenaz, P. (2006). Models of synthetic aperture radar backscattering for bright flows and dark spots on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 111:E11011.
- Paillou, P., Lunine, J., Ruffié, G., Encrenaz, P., Wall, S., Lorenz, R. et Janssen, M. (2008a). Microwave dielectric constant of Titan-relevant materials. *Geophysical Research Letters*, 35:L18202.
- Paillou, P., Mitchell, K., Wall, S., Ruffié, G., Wood, C., Lorenz, R., Stofan, E., Lunine, J., Lopes, R. et Encrenaz, P. (2008b). Microwave dielectric constant of liquid hydrocarbons : Application to the depth estimation of Titan's lakes. *Geophysical Research Letters*, 35:L05202.
- Pelletier, J. D. (2005). Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping. *Journal of Geophysical Research*, 110:F02018.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120–145.
- Perron, J. T., Lamb, M. J., Koven, C. D., Fung, I. Y., Yager, E. et Ádámkovics, M. (2006). Valley formation and methane precipitation rates on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 111: E11001.
- Perry, J., McEwen, A., Fussner, S., Turtle, E., West, R., Porco, C., Knowles, B., Dawson, D. et the Cassini ISS Team (2005). Processing ISS images of Titan's surface. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXVI*, page 2312.
- Podolak, M., Noy, N. et Bar-Nun, A. (1979). Photochemical aerosols in Titan's atmosphere. *Icarus*, 40(2):193 – 198.
- Porco, C. C., Baker, E., Barbara, J., Beurle, K., Brahic, A., Burns, J. A., Charnoz, S., Cooper, N., Dawson, D. D., Del Genio, A., Denk, T., Dones, L., Dyudina, U., Evans, M. W., Fussner, S., Giese, B., Grazier, K., Helfenstein, P., Ingersoll, A. P., Jacobson, R. A., Johnson, T. V., McEwen, A., Murray, C. D., Neukum, G., Owen, W. M., Perry, J., Roatsch, T., Spitale, J., Squyres, S.,

- Thomas, P., Tiscareno, M., Turtle, E. P., Vasavada, A. R., Veverka, J., Wagner, R. et West, R. (2005). Imaging of Titan from the Cassini spacecraft. *Nature*, 434:159 – 168.
- Porco, C. C., West, R. A., Squyres, S., McEwen, A., Thomas, P., Murray, C. D., Delgenio, A., Ingersoll, A. P., Johnson, T. V., Neukum, G., Veverka, J., Dones, L., Brahic, A., Burns, J. A., Haemmerle, V., Knowles, B., Dawson, D., Roatsch, T., Beurle, K. et Owen, W. (2004). Cassini Imaging Science : Instrument Characteristics and Anticipated Scientific Investigations at Saturn. *Space Science Reviews*, 115:363 – 497.
- Prewitt, J. (1970). *Object enhancement and extraction*. B. Lipkin and A. Rosenfeld, Eds, NY : Academic.
- Price, W. A. (1968). *The encyclopedia of geomorphology*, chapitre Oriented lakes, pages 784–796. R. W. Fairbridge (Ed.), New York, Reinhold Book Corporation.
- Prydz, R. et Goodwin, R. D. (1972). Experimental melting and vapor pressures of methane. *The Journal of Chemical Thermodynamics*, 4(1):127 – 133.
- Radebaugh, J. (2009). Planetary Science : Titan's sticky dunes ? *Nature Geoscience*, 2:608–609.
- Radebaugh, J., Lorenz, R., Farr, T., Paillou, P., Savage, C. et Spencer, C. (2010). Linear dunes on Titan and Earth : Initial remote sensing comparisons. *Geomorphology*, 121(1 - 2):122 – 132.
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Stofan, E. R., Lopes, R. M. C. et Wall, S. D. (2007). Mountains on Titan observed by Cassini Radar. *Icarus*, 192(1):77 – 91.
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Wall, S. D., Boubin, G., Reffet, E., Kirk, R. L., Lopes, R. M., Stofan, E. R., Soderblom, L., Allison, M., Janssen, M., Paillou, P., Callahan, P. et Spencer, C. a. (2008). Dunes on Titan observed by Cassini Radar. *Icarus*, 194:690 – 703.
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Wall, S. D., Kirk, R. L., Wood, C. A., Lunine, J. I., Stofan, E. R., Lopes, R. M. C., Valora, P., Farr, T. G., Hayes, A., Stiles, B., Mitri, G., Zebker, H., Janssen, M., Wye, L., Le Gall, A., Mitchell, K. L., Paganelli, F., West, R. D. et Schaller, E. L. (2011). Regional geomorphology and history of Titan's Xanadu province. *Icarus*, 211(1):672 – 685.
- Rages, K. et Pollack, J. B. (1980). Titan aerosols : Optical properties and vertical distribution. *Icarus*, 41(1):119 – 130.
- Rages, K. et Pollack, J. B. (1983). Vertical distribution of scattering hazes in Titan's upper atmosphere. *Icarus*, 55(1):50 – 62.
- Rages, K., Pollack, J. B. et Smith, P. H. (1983). Size estimates of Titan's aerosols based on Voyager high-phase-angle images. *Journal of Geophysical Research*, 88(A11):8721 – 8728.
- Rannou, P., Cabane, M., Botet, R. et Chassefière, E. (1997). A new interpretation of scattered light measurements at Titan's limb. *Journal of Geophysical Research*, 102(E5):10997–11013.

- Rannou, P., Cabane, M. et Chassefière, E. (1993). Growth of aerosols in Titan's atmosphere and related time scales : A stochastic approach. *Geophysical Research Letters*, 20(10):967–970.
- Rannou, P., Cabane, M., Chassefière, E., Botet, R., McKay, C. P. et Courtin, R. (1995). Titan's geometric albedo : Role of the fractal structure of the aerosols. *Icarus*, 118(2):355 – 372.
- Rannou, P., Hourdin, F. et McKay, C. P. (2002). A model of Titan's haze of fractal aerosols constrained by multiple observations. *Nature*, 418(6900):853 – 856.
- Rannou, P., McKay, C. P. et Lorenz, R. D. (2003). A model of Titan's haze of fractal aerosols constrained by multiple observations. *Planetary and Space Science*, 51(14-15):963 – 976.
- Rannou, P., Montmessin, F., Hourdin, F. et Lebonnois, S. (2006). The latitudinal distribution of clouds on Titan. *Science*, 311:201 – 205.
- Raulin, F. (1987). Organic chemistry in the oceans of Titan. *Advances in Space Research*, 7(5): 571–581.
- Raulin, F. (2008). Planetary science : Organic lakes on Titan. *Nature*, 454:587–589.
- Richards, J. A. (2009). *Remote sensing with imaging radar*. Signals and Communication Technology. Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Richardson, J., Lorenz, R. D. et McEwen, A. (2004). Titan's surface and rotation : New results from Voyager 1 images. *Icarus*, 170(1):113 – 124.
- Roberts, L. G. (1965). *Optical and Electro-optical information processing*, chapitre Machine Perception of 3-D Solids, pages 159–197. J. P. Tippet (Ed.), Cambridge, MA : MIT Press.
- Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Rannou, P., Sotin, C., Brown, R. H., Barnes, J. W., Griffith, C. A., Burgalat, J., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2011). Titan's cloud seasonal activity from winter to spring with Cassini/VIMS. *Icarus*, 216(1):89 – 110.
- Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Rannou, P., Sotin, C., Tobie, G., Barnes, J. W., Brown, M. E., Griffith, C. A., Pitman, K. M., Schaller, E. L. et VIMS Science Team (2008). Imaging and mapping Titan's clouds over 3.5 years with VIMS/Cassini : implications for Titan's climatology. *In European Planetary Science Congress*, volume 3, pages A–00233, Munster, Allemagne.
- Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Rannou, P., Tobie, G., Baines, K. H., Barnes, J. W., Griffith, C. A., Hirtzig, M., Pitman, K. M., Sotin, C., Brown, R. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2009). Global circulation as the main source of cloud activity on Titan. *Nature*, 459:678–682.
- Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Sotin, C., Clénet, H., Clark, R. N., Buratti, B. J., Brown, R. H., McCord, T. B., Nicholson, P. D., Baines, K. H. et the VIMS Science team (2006). Cassini/VIMS hyperspectral observations of the Huygens landing site on Titan. *Planetary and Space Science*, 54:1510 – 1523.

- Rodriguez, S., Paillou, P., Dobrijevic, M., Ruffié, G., Coll, P., Bernard, J. M. et Encrenaz, P. (2003). Impact of aerosols in Titan's atmosphere on the CASSINI radar experiment. *Icarus*, 164:213–227.
- Roe, H. G., de Pater, I., Gibbard, S. G., Macintosh, B. A., Max, C. E., Young, E. F., Brown, M. E. et Bouchez, A. H. (2004a). A new 1.6-micron map of Titan's surface. *Geophysical Research Letters*, 31:L17S03.
- Roe, H. G., de Pater, I., Macintosh, B. A., Gibbard, S. G., Max, C. E. et McKay, C. P. (2002a). Titan's atmosphere in late southern spring observed with adaptive optics on the W. M. Keck II 10-meter telescope. *Icarus*, 157(1):254 – 258.
- Roe, H. G., de Pater, I., Macintosh, B. A. et McKay, C. P. (2002b). Titan's clouds from Gemini and Keck adaptive optics imaging. *The Astrophysical Journal*, 581(2):1399 – 1406.
- Roe, H. G., de Pater, I. et McKay, C. P. (2004b). Seasonal variation of Titan's stratospheric ethylene (C₂H₄) observed. *Icarus*, 169(2):440 – 461.
- Rosenqvist, L., Wahlund, J.-E., Ågren, K., Modolo, R., Opgenoorth, H. J., Strobel, D., Müller-Wodarg, I., Garnier, P. et Bertucci, C. (2009). Titan ionospheric conductivities from Cassini measurements. *Planetary and Space Science*, 57(14-15):1828 – 1833.
- Roy, R. (2007). *Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : Application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise*. Thèse de doctorat, Université de Nantes. 475pp.
- Rubel, F. et Kottek, M. (2010). Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(2):135–141.
- Rubin, D. M. et Hesp, P. A. (2009). Multiple origins of linear dunes on Earth and Titan. *Nature Geoscience*, 2:653–658.
- Sagan, C. (1971). The Solar System beyond Mars : An exobiological survey. *Space Science Reviews*, 11:827–866.
- Sagan, C. et Dermott, S. F. (1982). The tides in the seas of Titan. *Nature*, 300(5894):731–733.
- Sagan, C. et Khare, B. N. (1979). Tholins : organic chemistry of interstellar grains and gas. *Nature*, 277(5692):102–107.
- Samuelson, R. E., Hanel, R. A., Kunde, V. G. et Maguire, W. C. (1981). The mean molecular weight and hydrogen abundance of Titan's atmosphere. *Nature*, 292(5825):688–693.
- Samuelson, R. E., Maguire, W. C., Hanel, R. A., Kunde, V. G., Jennings, D. E., Yung, Y. L. et Aikin, A. C. (1983). CO₂ on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 88(A11):8709–8715.

- Sauro, U. (2003). Dolines and sinkholes : Aspects of evolution and problems of classification. *Acta Carsologica*, 32:41–52.
- Savage, C. J. et Radebaugh, J. (2011). Parameter Analysis of Titan's Dunes Reveals Surface Evolution History. In *42nd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2261–2262.
- Savage, C. J., Radebaugh, J. et Goodrich, C. (2010). Titan dune populations from pattern analysis of dune fields parameters. In *41st Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2530–2531.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S. et Martonchik, J. V. (2006). Reflectance quantities in optical remote sensing - definitions and case studies. *Remote Sensing of Environment*, 103:27–42.
- Schaller, E. L., Brown, M. E., Roe, H. G. et Bouchez, A. H. (2006a). A large cloud outburst at Titan's south pole. *Icarus*, 182(1):224 – 229.
- Schaller, E. L., Brown, M. E., Roe, H. G., Bouchez, A. H. et Trujillo, C. A. (2006b). Dissipation of Titan's south polar clouds. *Icarus*, 184(2):517 – 523.
- Schaller, E. L., Roe, H. G., Schneider, T. et Brown, M. E. (2009). Storms in the tropics of Titan. *Nature*, 460(7257):873–875.
- Schneider, T., Graves, S. D. B., Schaller, E. L. et Brown, M. E. (2012). Polar methane accumulation and rainstorms on Titan from simulations of the methane cycle. *Nature*, 481:58–61.
- Schröder, S. E. et Keller, H. U. (2008). The reflectance spectrum of Titan's surface at the Huygens landing site determined by the Descent Imager/Spectral Radiometer. *Planetary and Space Science*, 56:753 – 769.
- Schröder, S. E. et Keller, H. U. (2009). The unusual phase curve of Titan's surface observed by Huygens' Descent Imager/Spectral Radiometer. *Planetary and Space Science*, 57(14-15):1963 – 1974.
- Sears, D. W. G. et Chittenden, J. D. (2005). On laboratory simulation and the temperature dependence of the evaporation rate of brine on Mars. *Geophysical Research Letters*, 32:L23203.
- Sears, D. W. G. et Moore, S. R. (2005). On laboratory simulation and the evaporation rate of water on Mars. *Geophysical Research Letters*, 32:L16202.
- Séjourné, A. (2011). *Formation et évolution des structures périglaciaires en contexte de réchauffement climatique : Comparaison Terre-Mars*. Thèse de doctorat, Université Paris-Sud 11.
- Sen, A. D., Anicich, V. G. et Arakelian, T. (1992). Dielectric constant of liquid alkanes and hydrocarbon mixtures. *Journal of Physics D : Applied Physics*, 25(3):516–521.
- Sharma, P. et Byrne, S. (2010). Constraints on titan's topography through fractal analysis of shorelines. *Icarus*, 209:723 – 737.

- Sharma, P. et Byrne, S. (2011). Comparison of Titan's north polar lakes with terrestrial analogs. *Geophysical Research Letters*, 38:L24203.
- Shaw, P. A. et Bryant, R. G. (2011). *Arid zone geomorphology, Process, form and change in drylands, 3rd Edition*, chapitre Pans, playas and salt lakes, pages 373 – 402. D. S. G. Thomas (eds.), John Wiley and Sons (England).
- Shaw, P. A. et Thomas, D. S. G. (2000). *Arid zone geomorphology, Process, form and change in drylands, 2nd Edition*, chapitre Pans, playa and salt lakes, pages 293 – 317. D. S. G. Thomas (eds.), John Wiley and Sons (England).
- Shaw, R., Sowers, L. et Sanchez, E. (1982). A comparative study of linear and non-linear edge finding techniques for Landsat multispectral data. In *Proceedings of the Pecora VII Symposium, Sioux Falls, South Dakota (ed. B.F. Richason Jr.)*, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Falls Church, pages 529–542.
- Shepard, M. K., Campbell, B. A., Bulmer, M. H., Farr, T. G., Gaddis, L. R. et Plaut, J. J. (2001). The roughness of natural terrain : A planetary and remote sensing perspective. *Journal of Geophysical Research*, 106(E12):32777–32795.
- Shi, Z. et Fung, K. B. (1994). A comparison of digital speckle filters. In *IGARSS 94*, pages 2129 – 2133. Proceedings of IGARSS.
- Smith, B. A., Soderblom, L., Batson, R., Bridges, P., Inge, J., Masursky, H., Shoemaker, E., Beebe, R., Boyce, J., Briggs, G., Bunker, A., Collins, S. A., Hansen, C. J., Johnson, T. V., Mitchell, J. L., Terrile, R. J., Cook, A. F., n., Cuzzi, J., Pollack, J. B., Danielson, G. E., Ingersoll, A. P., Davies, M. E., Hunt, G. E., Morrison, D., Owen, T., Sagan, C., Veverka, J., Strom, R. et Suomi, V. E. (1982). A new look at the saturn system : the voyager 2 images. *Science*, 215(4532):504 – 537.
- Smith, B. A., Soderblom, L., Beebe, R., Boyce, J., Briggs, G., Bunker, A., Collins, S. A., Hansen, C. J., Johnson, T. V., Mitchell, J. L., Terrile, R. J., Carr, M., Cook, A. F., Cuzzi, J., Pollack, J. B., Danielson, G. E., Ingersoll, A., Davies, M. E., Hunt, G. E., Masursky, H., Shoemaker, E., Morrison, D., Owen, T., Sagan, C., Veverka, J., Strom, R. et Suomi, V. E. (1981). Encounter with Saturn : Voyager 1 imaging science results. *Science*, 212(4491):163 – 191.
- Smith, P. H. (1980). The radius of Titan from Pioneer Saturn data. *Journal of Geophysical Research*, 85(A11):5943–5947.
- Smith, P. H., Lemmon, M. T., Lorenz, R. D., Sromovsky, L. A., Caldwell, J. J. et Allison, M. D. (1996). Titan's surface, revealed by HST Imaging. *Icarus*, 119(2):336 – 349.
- Sobel, I. (1970). *Camera models and perception*. Thèse de doctorat, Stanford University, Stanford, CA.
- Soderblom, J. M., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Barnes, J. W., Jaumann, R., Le Mouélic, S., Sotin, C., Stephan, K., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2010).

- Geology of the Selk crater region on Titan from Cassini VIMS observations. *Icarus*, 208(2):905 – 912.
- Soderblom, L. A., Brown, R. H., Soderblom, J. M., Barnes, J. W., Kirk, R. L., Sotin, C., Jaumann, R., Mackinnon, D. J., Mackowski, D. W., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2009). The geology of Hotei Regio, Titan : Correlation of Cassini VIMS and RADAR. *Icarus*, 204(2):610 – 618.
- Soderblom, L. A., Brown, R. H., Soderblom, J. M., Barnes, J. W., Sotin, C., Cornet, T., Le Mouélic, S., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N. et Nicholson, P. D. (2012). Composition and comparison of Titan's North and South Polar Lakes from Cassini Visual and Infrared Mapping Spectrometer observations. *Icarus*, submitted(0):–.
- Soderblom, L. A., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Anderson, J. A., Baines, K. H., Barnes, J. W., Barrett, J. M., Brown, R. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Cruikshank, D. P., Elachi, C., Janssen, M. A., Jaumann, R., Karkoschka, E., Le Mouélic, S., Lopes, R. M., Lorenz, R. D., McCord, T. B., Nicholson, P. D., Radebaugh, J., Rizk, B., Sotin, C., Stofan, E. R., Sucharski, T. L., Tomasko, M. G. et Wall, S. D. (2007a). Correlations between Cassini VIMS spectra and RADAR SAR images : Implications for Titan's surface composition and the character of the Huygens Probe Landing Site. *Planetary and Space Science*, 55(13):2025 – 2036.
- Soderblom, L. A., Tomasko, M. G., Archinal, B. A., Becker, T. L., Bushroe, M. W., Cook, D. A., Doose, L. R., Galuszka, D. M., Hare, T. M., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Kirk, R. L., Lunine, J. I., McFarlane, E. A., Redding, B. L., Rizk, B., Rosiek, M. R., See, C. et Smith, P. H. (2007b). Topography and geomorphology of the Huygens landing site on Titan. *Planetary and Space Science*, 55(13):2015 – 2024.
- Sohl, F., Sears, W. D. et Lorenz, R. D. (1995). Tidal dissipation on Titan. *Icarus*, 115(2):278 – 294.
- Solomonidou, A., Bampasidis, G., Hirtzig, M., Coustenis, A., Kyriakopoulos, K., Seymour, K. S., Bratsolis, E. et Moussas, X. (2012). Morphotectonic features on Titan and their possible origin. *Planetary and Space Science*, 77(0):104 – 117.
- Soloviev, P. A. (1973). Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23:135–155.
- Sotin, C., Jaumann, R., Buratti, B. J., Brown, R. H., Clark, R. N., Soderblom, L. A., Baines, K. H., Bellucci, G., Bibring, J.-P., Capaccioni, F., Cerroni, P., Combes, M., Coradini, A., Cruikshank, D. P., Drossart, P., Formisano, V., Langevin, Y., Matson, D. L., McCord, T. B., Nelson, R. M., Nicholson, P. D., Sicardy, B., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Stephan, K. et Scholz, C. K. (2005). Release of volatiles from a possible cryovolcano from near-infrared imaging of Titan. *Nature*, 435:786–789.

- Sotin, C., Lawrence, K. J., Reinhardt, B., Barnes, J. W., Brown, R. H., Hayes, A. G., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Soderblom, J. M., Soderblom, L. A., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Jaumann, R., Nicholson, P. D. et Stephan, K. (2012). Observations of Titan's northern lakes at 5 microns : Implications for the organic cycle and geology. *Icarus*, 221(2):768 – 786.
- Srama, R., Ahrens, T. J., Altobelli, N., Auer, S., Bradley, J. G., Burton, M., Dikarev, V. V., Economou, T., Fechtig, H., Görlich, M., Grande, M., Graps, A., Grün, E., Havnes, O., Helfert, S., Horanyi, M., Igenbergs, E., Jessberger, E. K., Johnson, T. V., Kempf, S., Krivov, A. V., Krüger, H., Mocker-Ahlreep, A., Moragas-Klostermeyer, G., Lamy, P., Landgraf, M., Linkert, D., Linkert, G., Lura, F., McDonnell, J. A. M., Möhlmann, D., Morfill, G. E., Müller, M., Roy, M., Schäfer, G., Schlotzhauer, G., Schwehm, G. H., Spahn, F., Stübig, M., Svestka, J., Tschernjawski, V., Tuzzolino, A. J., Wäsch, R. et Zook, H. A. (2004). The Cassini Cosmic Dust Analyzer. *Space Science Reviews*, 114:465–518.
- Sromovsky, L. A., Suomi, V. E., Pollack, J. B., Krauss, R. J., Limaye, S. S., Owen, T., Revercomb, H. E. et Sagan, C. (1981). Implications of Titan's north-south brightness asymmetry. *Nature*, 292:698–702.
- Stephan, K., Jaumann, R., Brown, R. H., Soderblom, J. M., Soderblom, L. A., Barnes, J. W., Sotin, C., Griffith, C. A., Kirk, R. L., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Lytle, D. M., Nelson, R. M. et Nicholson, P. D. (2010). Specular reflection on Titan : Liquids in Kraken Mare. *Geophysical Research Letters*, 37:L07104.
- Stephan, K., Jaumann, R., Karkoschka, E., Kirk, R. L., Barnes, J. W., Tomasko, M. G., Turtle, E. P., Le Corre, L., Langhans, M., Le Mouélic, S., Lorenz, R. D. et Perry, J. (2009). *Titan from Cassini-Huygens*, chapitre Mapping products of Titan's surface, pages 489 – 510. Springer.
- Stiles, B. (2008a). Cassini Radar Basic Image Data Records SIS, Version 2.0. available at http://pds-imaging.jpl.nasa.gov/documentation/Cassini_BIDRSIS.PDF.
- Stiles, B. (2008b). Cassini Radar Burst Ordered Data Product SIS, Version 2.0. Appendix D : ABDR Summary file (ASCII CSV), available at http://pds-imaging.jpl.nasa.gov/documentation/Cassini_BODPSIS.PDF.
- Stiles, B. S., Kirk, R. L., Lorenz, R. D., Hensley, S., Lee, E., Ostro, S. J., Allison, M. A., Callahan, P. S., Gim, Y., Iess, L., Perci Del Marmo, P., Hamilton, G., Johnson, W. T. K., West, R. D. et the Cassini RADAR Team (2010). Erratum : "Determining Titan's spin state from Cassini RADAR images". *The Astronomical Journal*, 139(1):311.
- Stiles, B. S., Kirk, R. L., Lorenz, R. D., Hensley, S., Lee, E., Ostro, S. J., Allison, M. A., Callahan, P. S., Gim, Y., Iess, L., Perci Del Marmo, P., Hamilton, G., Johnson, W. T. K. et West, R. D. a. (2008). Determining Titan's spin state from Cassini RADAR images. *The Astronomical Journal*, 135(5):1669 – 1680.

- Stiles, B. W., Hensley, S., Gim, Y., Bates, D. M., Kirk, R. L., Hayes, A., Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Mitchell, K. L., Callahan, P. S., Zebker, H., Johnson, W. T., Wall, S. D., Lunine, J. I., Wood, C. A., Janssen, M., Pelletier, F., West, R. D. et Veeramacheneni, C. (2009). Determining Titan surface topography from Cassini SAR data. *Icarus*, 202(2):584 – 598.
- Stofan, E. R., Elachi, C., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Stiles, B., Mitchell, K. L., Ostro, S., Soderblom, L., Wood, C., Zebker, H., Wall, S., Janssen, M., Kirk, R., Lopes, R., Paganelli, F., Radebaugh, J., Wye, L., Anderson, Y., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W. T. K., Kelleher, K., Muhleman, D., Paillou, P., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Vetrella, S. et West, R. (2007). The lakes of Titan. *Nature*, 445:61 – 64.
- Stofan, E. R., Lunine, J. I., Lopes, R., Paganelli, F., Lorenz, R. D., Wood, C. A., Kirk, R., Wall, S., Elachi, C., Soderblom, L. A., Ostro, S., Janssen, M., Radebaugh, J., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W. T. K., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S. et West, R. (2006). Mapping of Titan : Results from the first Titan radar passes. *Icarus*, 185(2):443 – 456.
- Stofan, E. R., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Kirk, R. L., Aharonson, O., Hayes, A. G., Lucas, A., Turtle, E. P., Wall, S. D. et Wood, C. A. (2012). Shorelines of Ligeia Mare, Titan. In *43rd Lunar and Planetary Institute Science Conference*, pages 1556–1557.
- Strobel, D. F. (1974). The photochemistry of hydrocarbons in the atmosphere of Titan. *Icarus*, 21(4):466 – 470.
- Strobel, D. F. et Shemansky, D. E. (1982). EUV Emission From Titan's Upper Atmosphere : Voyager 1 Encounter. *Journal of Geophysical Research*, 87(A3):1361–1368.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Jolly, A., Bézard, B., Nixon, C. A. et Calcutt, S. B. (2009). Titan's stratospheric C₂N₂, C₃H₄, and C₄H₂ abundances from Cassini/CIRS far-infrared spectra. *Icarus*, 202(2):620 – 631.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Nixon, C. A., Coustenis, A., Bézard, B., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Flasar, F. M., Fletcher, L., Howett, C. et Taylor, F. W. (2006). Latitudinal variations of HCN, HC₃N, and C₂N₂ in Titan's stratosphere derived from Cassini CIRS data. *Icarus*, 181(1):243 – 255.
- Thekekara, M. (1973). Solar energy outside the Earth's atmosphere. *Solar Energy*, 14:109 – 127.
- Thomas, D. S. G. (2000). *Arid zone geomorphology, Process, forms and change in drylands, 2nd Edition*, chapitre Arid environment : Their nature and extent, pages 3–12. D. S. G. Thomas (eds.), John Wiley & Sons.
- Thompson, R. D. (1975). *The climatology of the arid world*. Reading : Department of Geography, University of Reading.

- Thompson, W. R., Zollweg, J. A. et Gabis, D. H. (1992). Vapor-liquid equilibrium thermodynamics of $N_2 + CH_4$: Model and Titan applications. *Icarus*, 97(2):187 – 199.
- Thorntwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1):55–94.
- Tobie, G., Choukroun, M., Grasset, O., Le Mouélic, S., Lunine, J. I., Sotin, C., Bourgeois, O., Gautier, D., Hirtzig, M., Lebonnois, S. et Le Corre, L. (2009). Evolution of Titan and implications for its hydrocarbon cycle. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 367:617–631.
- Tobie, G., Grasset, O., Lunine, J. I., Mocquet, A. et Sotin, C. (2005). Titan's internal structure inferred from a coupled thermal-orbital model. *Icarus*, 175(2):496 – 502.
- Tobie, G., Lunine, J. I. et Sotin, C. (2006). Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan. *Nature*, 440(7080):61 – 64.
- Tokano, T. (2008). Dune-forming winds on Titan and the influence of topography. *Icarus*, 194(1): 243 – 262.
- Tokano, T. (2009a). Impact of seas/lakes on polar meteorology of Titan : Simulation by a coupled GCM-Sea model. *Icarus*, 204(2):619 – 636.
- Tokano, T. (2009b). Limnological structure of Titan's hydrocarbon lakes and its astrobiological implication. *Astrobiology*, 9(2):147–164.
- Tokano, T. (2011). Planetary science : Arrow in Titan's sky. *Nature Geoscience*, 4:582 – 583.
- Tokano, T., McKay, C. P., Neubauer, F. M., Atreya, S. K., Ferri, F., Fulchignoni, M. et Niemann, H. B. (2006). Methane drizzle on Titan. *Nature*, 442:432 – 435.
- Tokano, T., Molina-Cuberos, G. J., Lammer, H. et Stumtner, W. (2001a). Modelling of thunderclouds and lightning generation on Titan. *Planetary and Space Science*, 49(6):539 – 560.
- Tokano, T. et Neubauer, F. M. (2002). Tidal winds on Titan caused by Saturn. *Icarus*, 158(2):499 – 515.
- Tokano, T., Neubauer, F. M., Laube, M. et McKay, C. (1999). Seasonal variation of Titan's atmospheric structure simulated by a general circulation model. *Planetary and Space Science*, 47(3-4):493 – 520.
- Tokano, T., Neubauer, F. M., Laube, M. et McKay, C. P. (2001b). Three-dimensional modeling of the tropospheric methane cycle on Titan. *Icarus*, 153(1):130 – 147.
- Tomasko, M. G. (1980). Preliminary Results of Polarimetry and Photometry of Titan at Large Phase Angles From Pioneer 11. *Journal of Geophysical Research*, 85(A11):5937–5942.

- Tomasko, M. G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroe, M., Combes, M., Cook, D., Cous-tenis, A., de Bergh, C., Dafoe, L. E., Doose, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Keller, H. U., Kirk, R., Kramm, R., Kup-pers, M., Lanagan, P., Lellouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, G. M., Rizk, B., Rosiek, M., Rueffer, P., Schroder, S. E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soder-blom, L., Thomas, N. et West, R. (2005). Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature*, 438:765 – 778.
- Tomasko, M. G., Buchhauser, D., Bushroe, M., Dafoe, L. E., Doose, L. R., Eibl, A., Fellows, C., Farlane, E., Prout, G. M., Pringle, M. J., Rizk, B., See, C., Smith, P. H. et Tsetsenkos, K. (2002). The Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) experiment on the Huygens Entry Probe of Titan. *Space Science Reviews*, 104:469–551.
- Tomasko, M. G., Doose, L., Engel, S., Dafoe, L. E., West, R., Lemmon, M., Karkoschka, E. et See, C. (2008). A model of Titan's aerosols based on measurements made inside the atmosphere. *Planetary and Space Science*, 56(5):669 – 707.
- Tomasko, M. G., Doose, L. R., Dafoe, L. E. et See, C. (2009). Limits on the size of aerosols from measurements of linear polarization in Titan's atmosphere. *Icarus*, 204(1):271 – 283.
- Tomasko, M. G. et Smith, P. H. (1982). Photometry and polarimetry of Titan : Pioneer 11 obser-vations and their implications for aerosol properties. *Icarus*, 51(1):65 – 95.
- Toon, O. B., McKay, C. P., Courtin, R. et Ackerman, T. P. (1988). Methane rain on Titan. *Icarus*, 75(2):255 – 284.
- Toon, O. B., McKay, C. P., Griffith, C. A. et Turco, R. P. (1992). A physical model of Titan's aerosols. *Icarus*, 95(1):24 – 53.
- Toublanc, D., Parisot, J. P., Brillet, J., Gautier, D., Raulin, F. et McKay, C. P. (1995). Photochemi-cal modeling of Titan's atmosphere. *Icarus*, 113(1):2 – 26.
- Turtle, E. P., Del Genio, A. D., Barbara, J. M., Perry, J. E., Schaller, E. L., McEwen, A. S., West, R. A. et Ray, T. L. (2011a). Seasonal changes in Titan's meteorology. *Geophysical Research Letters*, 38:L03203.
- Turtle, E. P., Perry, J. E., Hayes, A. G., Lorenz, R. D., Barnes, J. W., McEwen, A. S., West, R. A., Del Genio, A. D., Barbara, J. M., Lunine, J. I., Schaller, E. L., Ray, T. L., Lopes, R. M. C. et Stofan, E. R. (2011b). Rapid and extensive surface changes near Titan's equator : Evidence of April showers. *Science*, 331:1414–1417.
- Turtle, E. P., Perry, J. E., Hayes, A. G. et McEwen, A. S. (2011c). Shoreline retreat at Titan's On-tario Lacus and Arrakis Planitia from Cassini Imaging Science Subsystem observations. *Icarus*, 212(2):957 – 959.

- Turtle, E. P., Perry, J. E., McEwen, A. S., DelGenio, A. D., Barbara, J., West, R. A., Dawson, D. D. et Porco, C. C. (2009). Cassini imaging of Titan's high-latitude lakes, clouds, and south-polar surface changes. *Geophysical Research Letters*, 36:L02204.
- Tyler, G. L., Eshleman, V. R., Anderson, J. D., S., L. G., Lindal, G. F., Wood, G. E. et Croft, T. A. (1981). Radio science investigations of the Saturn system with Voyager 1 : Preliminary results. *Science*, 212(4491):201–206.
- UNEP (1992). *World atlas of desertification*. Edward Arnold, Sevenoaks, UK.
- Van Nice, C. et Lee, J. (2011). *The encyclopedia of Earth*, chapitre Meig's maps of arid and semiarid regions. Eds. Cutler J. Cleveland (Washington, D.C. : Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment).
- Ventura, B., Notarnicola, C., Casarano, D., Posa, F., Hayes, A. G. et Wye, L. (2012). Electromagnetic models and inversion techniques for Titan's Ontario Lacus depth estimation from Cassini RADAR data. *Icarus*, 221(2):960 – 969.
- Verpoorter, C. (2009). *Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : application à la Baie de Bourgneuf*. Thèse de doctorat, Université de Nantes. 462pp.
- Veverka, J. (1973). Titan : Polarimetric evidence for an optically thick atmosphere ? *Icarus*, 18(4):657 – 660.
- Vinatier, S., Bézard, B., Fouchet, T., Teanby, N. A., de Kok, R., Irwin, P. G. J., Conrath, B. J., Nixon, C. A., Romani, P. N., Flasar, F. M. et Coustenis, A. (2007). Vertical abundance profiles of hydrocarbons in Titan's atmosphere at 15°S and 80°N retrieved from Cassini/CIRS spectra. *Icarus*, 188(1):120 – 138.
- Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Mamoutkine, A., Carlson, R. C., Jennings, D. E., Guandique, E. A., Teanby, N. A., Bjoraker, G. L., Flasar, F. M. et Kunde, V. G. (2010). Analysis of Cassini/CIRS limb spectra of Titan acquired during the nominal mission : I. Hydrocarbons, nitriles and CO₂ vertical mixing ratio profiles. *Icarus*, 205(2):559 – 570.
- Vixie, G., Barnes, J. W., Bow, J., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Brown, R. H., Cerroni, P., Tosi, F., Buratti, B., Sotin, C., Filacchione, G., Capaccioni, F. et Coradini, A. (2012a). Mapping Titan's surface features within the visible spectrum via Cassini VIMS. *Planetary and Space Science*, 60(1):52 – 61.
- Vixie, G., Barnes, J. W., Jackson, B. et Wilson, P. (2012b). Temperate lakes discovered on Titan. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 2766.
- von Seeliger, H. H. (1877). *Theorie des Heliometers*. Engelmann, Harvard University.
- Vuitton, V., Yelle, R. V. et Anicich, V. G. (2006). The nitrogen chemistry of Titan's upper atmosphere revealed. *The Astrophysical Journal*, 647(2):L175 – L178.

- Vuitton, V., Yelle, R. V. et McEwan, M. J. (2007). Ion chemistry and N-containing molecules in Titan's upper atmosphere. *Icarus*, 191(2):722 – 742.
- Vuitton, V., Yelle, V. et Cui, J. (2008). Formation and distribution of benzene on Titan. *Journal of Geophysical Research*, 113:E05007.
- Waite, J. H., Lewis, W. S., Kasprzak, W. T., Anicich, V. G., Block, B. P., Cravens, T. E., Fletcher, G. G., Ip, W.-H., Luhmann, J. G., McNutt, R. L., Niemann, H. B., Parejko, J. K., Richards, J. E., Thorpe, R. L., Walter, E. M. et Yelle, R. V. (2004). The Cassini Ion and Neutral Mass Spectrometer (INMS) Investigation. *Space Science Reviews*, 114:113–231.
- Waite, J. H., Niemann, H., Yelle, R. V., Kasprzak, W. T., Cravens, T. E., Luhmann, J. G., McNutt, R. L., Ip, W.-H., Gell, D., De La Haye, V., M¹/4ller-Wordag, I., Magee, B., Borggren, N., Ledvina, S., Fletcher, G., Walter, E., Miller, R., Scherer, S., Thorpe, R., Xu, J., Block, B. et Arnett, K. (2005). Ion Neutral Mass Spectrometer Results from the First Flyby of Titan. *Science*, 308(5724):982–986.
- Waite, J. H., Young, D. T., Cravens, T. E., Coates, A. J., Crary, F. J., Magee, B. et Westlake, J. (2007). The Process of Tholin Formation in Titan's Upper Atmosphere. *Science*, 316(5826): 870–875.
- Walker, G. P. L. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10):8407–8416.
- Wall, S., Hayes, A., Bristow, C., Lorenz, R., Stofan, E., Lunine, J., Le Gall, A., Janssen, M., Lopes, R., Wye, L., Soderblom, L., Paillou, P., Aharonson, O., Zebker, H., Farr, T., Mitri, G., Kirk, R., Mitchell, K., Notarnicola, C., Casarano, D. et Ventura, B. (2010). Active shoreline of Ontario Lacus, Titan : A morphological study of the lake and its surroundings. *Geophysical Research Letters*, 37:L05202.
- Wall, S. D., Lopes, R. M., Stofan, E. R., Wood, C. A., Radebaugh, J. L., Hörst, S. M., Stiles, B. W., Nelson, R. M., Kamp, L. W., Janssen, M. A., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Farr, T. G., Mitri, G., Paillou, P., Paganelli, F., et Mitchell, K. L. (2009). Cassini RADAR images at Hotei Arcus and western Xanadu, Titan : Evidence for geologically recent cryovolcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 36:L04203.
- Waltham, A. C. et Fookes, P. G. (2005). Engineering classification of karst ground conditions. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 3:1–20.
- Washburn, A. L. (1979). *Geocryology, A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold (Publishers) Ltd, 41 Bedford Square, London, WC1B3DQ, England.
- Wasiak, F. C., Luspai-Kuti, A., Blackburn, D. G., Roe, L. et Chevrier, V. (2011a). A facility for simulating Titan's environment. In *42nd Lunar and Planetary Science Conference*, page 1322.

- Wasiak, F. C., Luspay-Kuti, A., Blackburn, D. G., Roe, L. et Chevrier, V. (2011b). A Titan simulation chamber. *In EPSC-DPS2011*, volume 6, page 548.
- Wasiak, F. C., Luspay-Kuti, A., Welivitiya, W. D. D. P., Roe, L., Chevrier, V., Blackburn, D. G. et Cornet, T. (2012a). A facility for simulating Titan's surface environment. *Advances in Space Research*, In Press, Corrected Proof:–.
- Wasiak, F. C., Luspay-Kuti, A., Welivitiya, W. D. D. P., Roe, L., Chevrier, V., Blackburn, D. G. et Cornet, T. (2012b). A facility for simulating Titan's surface environment. *In 43rd Lunar and Planetary Science Conference*, page 1374.
- West, R. A., Balloch, J., Dumont, P., Lavvas, P., Lorenz, R., Rannou, P., Ray, T. et Turtle, E. P. (2011). The evolution of Titan's detached haze layer near equinox in 2009. *Geophysical Research Letters*, 38:L06204.
- West, R. A. et Smith, P. H. (1991). Evidence for aggregate particles in the atmospheres of Titan and Jupiter. *Icarus*, 90(2):330 – 333.
- Williams, D. A., Radebaugh, J., Lopes, R. M. et Stofan, E. (2011). Geomorphologic mapping of the Menrva region of Titan using Cassini RADAR data. *Icarus*, 212(2):744 – 750.
- Williams, H. et McBirney, A. R. (1979). *Volcanology*. Freeman, San Francisco, CA.
- Williams, K. E., McKay, C. P. et Persson, F. (2012). The surface energy balance at the Huygens landing site and the moist surface conditions on Titan. *Planetary and Space Science*, 60(1):376 – 385.
- Williams, P. (2008). World heritage caves and karst, a thematic study. Rapport technique, International Union for Conservation of Nature.
- Wilson, E. H. et Atreya, S. K. (2003). Chemical sources of haze formation in Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science*, 51(14-15):1017 – 1033.
- Wilson, E. H. et Atreya, S. K. (2004). Current state of modeling the photochemistry of Titan's mutually dependent atmosphere and ionosphere. *Journal of Geophysical Research*, 109:E06002.
- Wilson, E. H. et Atreya, S. K. (2009). Titan's carbon budget and the case of the missing ethane. *The Journal of Physical Chemistry A*, 113(42):11221–11226.
- Wood, C. A. (2011). Bipolar volcanism on Titan ? *In 42nd Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1313–1314.
- Wood, C. A., Lorenz, R., Kirk, R., Lopes, R., Mitchell, K. et Stofan, E. (2010). Impact craters on Titan. *Icarus*, 206(1):334 – 344.
- Wood, C. A., Mitchell, K. L., Lopes, R. M. C., Radebaugh, J., Stofan, E., Lunine, J. et the Cassini RADAR Team (2007). Volcanic calderas in the North Polar Region of Titan. *In 38th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1454–1455.

- Wye, L. C. (2011). *RADAR scattering from Titan and Saturn's icy satellites using the Cassini spacecraft*. Thèse de doctorat, Stanford University.
- Wye, L. C., Zebker, H. A. et Lorenz, R. D. (2009). Smoothness of Titan's Ontario Lacus : Constraints from Cassini RADAR specular reflexion data. *Geophysical Research Letters*, 36:L16201.
- Wye, L. C., Zebker, H. A., Ostro, S. J., West, R. D., Gim, Y., Lorenz, R. D. et the Cassini RADAR Team (2007). Electrical properties of Titan's surface from Cassini RADAR scatterometer measurements. *Icarus*, 188(2):367 – 385.
- Xuwen, Z. et Weihai, C. (2006). Tiankengs in the karst of China. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 4(1):1–18.
- Yelle, R. V., Borggren, N., de la Haye, V., Kasprzak, W. T., Niemann, H. B., Müller-Wodarg, I. et Waite Jr., J. H. (2006). The vertical structure of Titan's upper atmosphere from Cassini Ion Neutral Mass Spectrometer measurements. *Icarus*, 182(2):567 – 576.
- Yelle, R. V., Strobel, D. F., Lellouch, E. et Gautier, D. (1997). Engineering models for Titan's atmosphere. In A. Wilson, éditeur : *Huygens : Science, payload and mission*, pages 243–256. ESA Publications Division, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, ESA SP 1177.
- Young, D. T., Berthelier, J. J., Blanc, M., Burch, J. L., Coates, A. J., Goldstein, R., Grande, M., Hill, T. W., Johnson, R. E., Kelha, V., McComas, D. J., Sittler, E. C., Svenes, K. R., Szegö, K., Tanskanen, P., Ahola, K., Anderson, D., Bakshi, S., Baragiola, R. A., Barraclough, B. L., Black, R. K., Bolton, S., Booker, T., Bowman, R., Casey, P., Crary, F. J., Delapp, D., Dirks, G., Eaker, N., Funsten, H., Furman, J. D., Gosling, J. T., Hannula, H., Holmlund, C., Huomo, H., Illiano, J. M., Jensen, P., Johnson, M. A., Linder, D. R., Luntama, T., Maurice, S., McCabe, K. P., Mursula, K., Narheim, B. T., Nordholt, J. E., Preece, A., Rudzki, J., Ruitberg, A., Smith, K., Szalai, S., Thomsen, M. F., Viherkanto, K., Vilppola, J., Vollmer, T., Wahl, T. E., Wüest, M., Ylikorpi, T. et Zinsmeyer, C. (2004). Cassini Plasma Spectrometer Investigation. *Space Science Reviews*, 114:1–112.
- Yung, Y. L., Allen, M. et Pinto, J. P. (1984). Photochemistry of the atmosphere of Titan : Comparison between model and observations. *The Astrophysical Journal*, 55:465–506.
- Zarnecki, J. C., Leese, M. R., Garry, J. R. C., Ghafoor, N. et Hathi, B. (2002). Huygens' Surface Science Package. *Space Science Reviews*, 104:593–611.
- Zebker, H. A., Gim, Y., Callahan, P., Hensley, S. et Lorenz, R. (2009a). Analysis and interpretation of Cassini Titan radar altimeter echoes. *Icarus*, 200(1):240 – 255.
- Zebker, H. A., Stiles, B., Hensley, S., Lorenz, R., Kirk, R. L. et Lunine, J. (2009b). Size and shape of Saturn's moon Titan. *Science*, 324(5929):921–923.

Zebker, H. A., Wye, L. C., Janssen, M. A. et Cassini Radar Team (2008). Titan's surface from reconciled Cassini microwave reflectivity and emissivity observations. *Icarus*, 194(2):704 – 710.

Zellner, B. (1973). The polarization of Titan. *Icarus*, 18(4):661 – 664.

